



Research Article

Facies analysis and sedimentary environments of deep marine deposits from the Sargelu Formation (middle Jurassic) in NW Zagros basin

Mahmoud Sharafi*¹ , Aram Bayet-Goll², Rahim Bagheri Tirtashi³, Mohammadali Kavooosi³, Mehrab Rashidi³, Manouchehr Daryabandeh³, Ziba Zamani⁴

1-Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Hormozgan, Bandar Abbas, Iran

2-Faculty of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS), Zanjan, Iran

3-National Iranian Oil Company Exploration Directorate, Tehran, Iran

4-Department of Petroleum Geology, RIPI, Tehran, Iran

Received: 04 Apr 2023 Accepted: 08 Aug 2023

Extended Abstract

Introduction: The Zagros sedimentary Basin has long been considered by geologists because of the presence of the hydrocarbon reservoirs and source rocks. Variable sedimentology and facies studies in this basin especially in Jurassic and Cretaceous successions have displayed their high potential as hydrocarbon source rocks. The Sargelu Formation is one of these successions that consist of abundant thin-shelled bivalves. In this study diversity and abundance of the Posidonia-dominated facies have applied to differentiation of the sub-environments and reconstruction of the palaeoecological conditions of the Sargelu Formation. Because of the importance of the Sargelu sediments as source rocks, the achieved results are useful for reconstruction of the paleogeographical condition and hydrocarbon exploration in the Zagros Basin.

Materials and methods: The studied outcrops of the Sargelu Formation throughout Zagros fold-thrust belt including the Lorestan Zone consists of Tange-Havandeh, Kezi, Dowdan, Bizeh, Tange-Mastan and Homajgah. To evaluation and determination of the sedimentary facies and sedimentary environment of the Sargelu sediments, a detailed sedimentary parameters include sediment/package/layers thickness, bedding boundaries (gradational, sharp, erosional), sedimentary structures, variable grain size, type and preservation mode of macrofossils (fragmented, whole, disarticulated, articulated) were recorded in the field. Based on microscopic asses on 500 thin-section, eight carbonate facies were identified in the Sargelu sediments in the studied area. Carbonate facies were classified/named according to Dunham (1962) classification. Identification of the facies/facies associations and their sedimentary environments were based on Wilson (1975) and Flugel (2010) scheme.

Results and discussion: Based on the microscopic and field analysis, eight facies have been identified in the Sargelu sediments that were related to two facies associations including basin to outer ramp of a distally steepened ramp system. Mud-dominated, fine-grained facies were deposited in the basin environment below SWB, characterized by long time of the low sedimentation rate, low water circulation and low oxygen level, displayed by high abundance of the organic material in this sediments. Outer ramp association consists of thin- to medium-bedded dark limestone. These special features display periodically activity of the turbidity currents during deposition of the shell concentration and higher sedimentation rate and relatively favorable environmental conditions for the benthic communities, displayed by abundance bioturbation in these sediments.

Conclusion: Facies analysis of Sargelu Formation exposed in Lorestan Zone led to identification of two facies associations, representing basin to outer ramp of a distally steepened ramp system. Basin deposits in central Lorestan Zone include pelagic and hemi-pelagic deposits, displayed by mud-dominated, fine-grained facies. In contrast, Posidonia pelagic bivalves are interpreted as the result of the proliferation of this bivalve during periods of favorable environmental conditions on the sea floor. Disarticulation, fragmentation, and reorientation of Posidonia pelagic bivalves can be indicative of reworking, by turbidity currents which periodically interrupted periods of lower-energy suspension sedimentation.

Keywords: Facies analysis, Zagros, Sargelu Formation, Depositional environment.

Citation: Mahmoud Sharafi, Aram Bayet-Goll et al. (2023). Facies analysis and sedimentary environments of deep marine deposits from the Sargelu Formation, *Res. Earth. Sci.* 14(3), (15-34) DOI: 10.48308/ESRJ.2022.102573

* Corresponding author E-mail address: m.sharafi@hormozgan.ac.ir



آنالیز رخساره‌ای و محیط‌های رسوبی نهشته‌های دریای عمیق سازند سرگلو (ژوراسیک میانی) در شمال غرب حوضه زاگرس

محمود شرفی^{۱*}، نارام بایت گل^۲، رحیم باقری تیرتاشی^۳، محمد علی کاووسی^۳، مهراب رشیدی^۴، منوچهر دریابنده^۴، زیبا زمانی^۴

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران

۲- دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، ایران

۳- مدیریت اکتشاف، شرکت ملی نفت ایران، تهران، ایران

۴- گروه زمین‌شناسی نفت، پژوهشگاه صنعت نفت، تهران، ایران

(پژوهشی) دریافت مقاله: ۱۴۰۲/۰۱/۱۵ پذیرش نهایی مقاله: ۱۴۰۲/۰۵/۱۷

چکیده گسترده

مقدمه: حوضه رسوبی زاگرس به واسطه وجود ذخایر عظیم نفت و گاز از دیرباز مورد توجه زمین‌شناسان بوده است. تحقیقات رسوب‌شناسی و رخساره‌ای مختلف در این حوضه به ویژه بر روی توالی‌های رسوبی ژوراسیک و کرتاسه پتانسیل بالای این رسوبات را به عنوان نهشته‌های سنگ منشا هیدروکربن مطرح نموده است. سازند سرگلو از جمله این توالی‌ها است که از رسوبات حاوی مقادیر فراوان دوکفه‌ای‌های پوسته نازک تشکیل شده است. در این مطالعه از تغییرات تنوع، فراوانی دوکفه‌ای‌های پوسیدنی جهت تفکیک و بررسی تفاوت زیرمحیط‌های رسوبی مختلف در نهشته‌های رسوبی سازند سرگلو استفاده می‌شود. به دلیل اهمیت بالای رسوبات سازند سرگلو به عنوان کاندیدای سنگ منشا هیدروکربن نتایج به دست آمده جهت بازسازی شرایط جغرافیای دیرینه و مطالعات در راستای اکتشاف هیدروکربن در حوضه زاگرس از اهمیت بالایی برخوردار است.

مواد و روش‌ها: برش‌های چینه‌شناسی تنگ هاونده، کزی، دودان، بیزل، تنگ‌مستان، هماجگه در زون لرستان (در استان کرمانشاه)، جهت آنالیز رخساره‌ای و تفسیر محیط رسوبی سازند سرگلو برداشت گردیدند. جهت بازسازی محیط رسوبی توالی‌های سازند سرگلو در برداشت‌های صحرایی ضخامت نهشته‌ها، سطوح لایه‌بندی (تدریجی، فرسایشی)، ساختارهای رسوبی، تغییرات اندازه دانه‌ها و همچنین ارتباط لایه‌ها مورد بررسی قرار گرفتند. نامگذاری رخساره‌های کربناته بر مبنای طبقه‌بندی دانهام (Dunham, 1962) و شناسایی مجموعه‌های رخساره‌ای و محیط‌های مرتبط با آنها بر مبنای مدل‌های فلوگل (Flugel, 2010) و ویلسون (Wilson, 1975) است.

نتایج و بحث: براساس آنالیز داده‌های صحرایی و نتایج آزمایشگاهی هشت ریزرخساره در رسوبات سازند سرگلو شناسایی شده است که در دو مجموعه رخساره‌ای شامل حوضه و رمپ میانی از یک رمپ کربناته با انتهای پرشیب قرار می‌گیرند. رخساره‌های دانه‌ریز و گل پش‌تیبان در بخش عمیق حوضه زیر حد موجسار طوفانی که با نرخ رسوب‌گذاری پایین، گردش آب پایین و سطح پایین اکسیژن و مقادیر بالای مواد آلی مشخص می‌شود، نهشته شده‌اند. مجموعه رخساره‌ای رمپ بیرونی شامل سنگ‌آهک‌های نازک تا متوسط لایه تیره رنگ است. این ویژگی‌ها نشان دهنده توسعه جریان‌ات توربیدیتی در زمان تشکیل این تجمعات و افزایش نرخ رسوب‌گذاری و شرایط نسبتاً مناسب‌تر برای مجموعه‌های زیستی کفزی است که وجود مقادیر بالای آشفنگی‌های زیستی مشخص می‌شود.

نتیجه‌گیری: آنالیز رخساره‌ای توالی سازند سرگلو در زون لرستان دلالت بر محیط رسوبی رمپ خارجی و بخش عمیق کف حوضه و رسوبات پلاژیک و همی‌پلاژیک می‌نماید که به صورت دوره‌ای با جریان‌ات توربیدیتی همراه بوده است. ارزیابی صحرایی و آزمایشگاهی توالی رخساره‌ای نشان می‌دهد که دو عامل میزان اکسیژن و جریان‌ات داخل حوضه‌ای مهم‌ترین عوامل تاثیرگذار بر روی نهشته‌های سازند سرگلو می‌باشند. اکثر رخساره‌های سازند سرگلو در محیط دریایی عمیق تحت شرایط احیایی یا نیمه‌احیایی ته‌نشین شده‌اند. در مقابل، وجود تجمعات خرده‌های دوکفه‌ای پلاژیک از پوسیدنی نشان‌دهنده رشد و شکوفایی آنها در شرایط مناسب زیست محیطی است. میزان کفه‌های منفصل، خردشدگی و شکستگی و نوع جهت یافتگی مجدد پوسته‌های دوکفه‌ای پوسیدنی در رخساره‌های شناسایی شده حاکی از حمل مجدد آنها به وسیله جریان‌ات دوره‌ای توربیدایت در یک محیط با رسوب‌گذاری غالب پلاژیک است.

واژگان کلیدی: آنالیز رخساره‌ای، زاگرس، سازند سرگلو، محیط رسوبی.

استناد: محمود شرفی، نارام بایت گل، رحیم باقری تیرتاشی و همکاران (۱۴۰۲). آنالیز رخساره‌ای و محیط‌های رسوبی نهشته‌های دریای عمیق

سازند سرگلو، پژوهشهای دانش زمین: ۱۴ (۳)، (۳۴-۱۵)، DOI: 10.48308/ESRJ.2022.102573

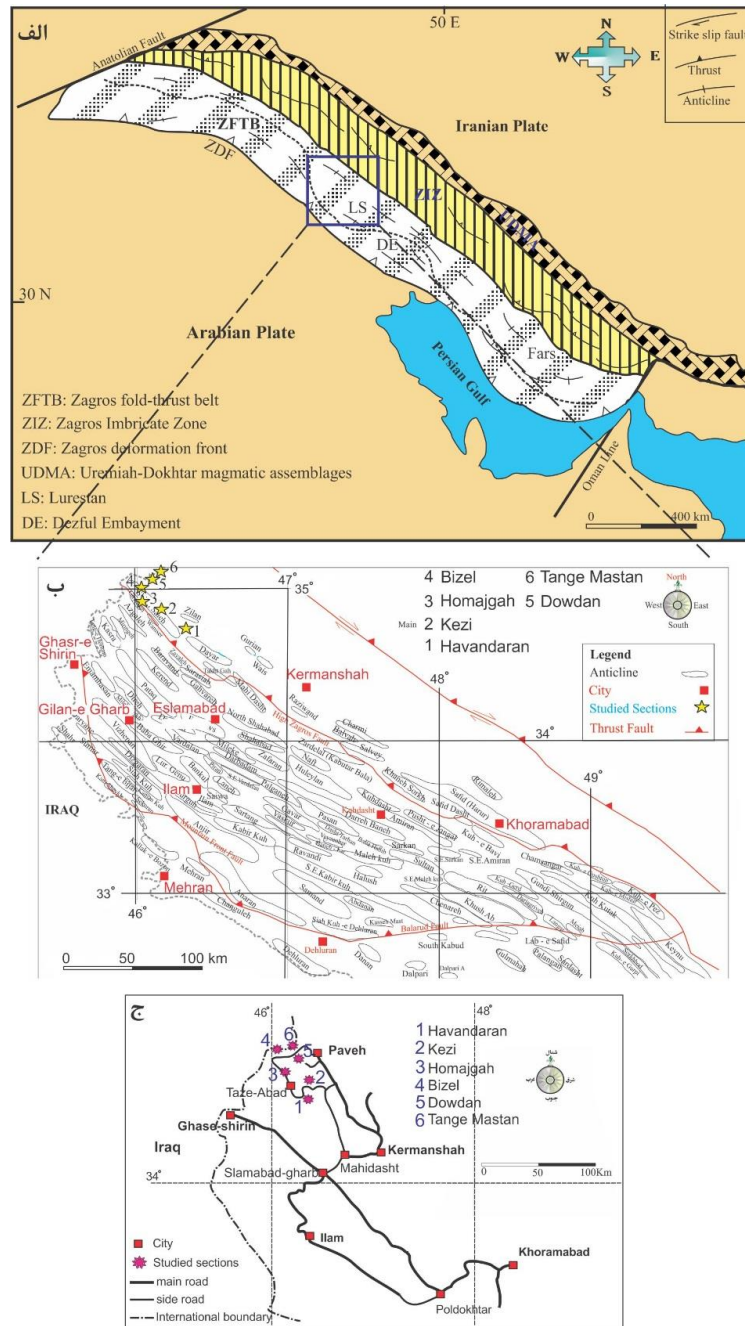
مقدمه

ناحیه زاگرس به واسطه وجود ذخایر عظیم نفت و گاز از دیرباز مورد توجه زمین شناسان بوده است. تحقیقات رسوب شناسی و رخساره‌ای مختلف در این حوضه به ویژه بر روی توالی‌های رسوبی ژوراسیک و کرتاسه پتانسیل بالای این رسوبات را به عنوان سنگ منشا هیدروکربن مطرح نموده است (مطیعی، ۱۳۷۲). سازند سرگلو از جمله این توالی‌ها است که از رسوبات حاوی مقادیر فراوان دوکفه‌ای‌های پوسته نازک تشکیل شده است. تجمعات خرده‌های دوکفه‌ای مرتب با محیط پلاژیک بدون مفصل را در نهشته‌های دریایی نسبتاً عمیق را غالباً تحت عنوان فیلامنت^۱ معرفی می‌کنند (Zagrarni et al, 2008; Navarro et al, 2009; Flugel, 2010). تجمعات این خرده‌های دوکفه‌ای مرتب با محیط پلاژیک به طور غالب در محیط دریایی عمیق همراه با نهشته‌های پلاژیک و همی پلاژیک در نقاط دیگر دیده شده است (Navarro et al, 2009; Pas et al, 2013). تجمعات خرده‌های دوکفه‌ای پلاژیک مرتب با دوکفه‌ای‌های پوسیدونیا در نهشته‌های آهکی ژوراسیک میانی در حوضه‌های مختلفی از جهان گزارش شده است (Negra et al, 2013; Gale, 2014; Pas et al, 2013). دوکفه‌ای‌های پوسیدونیا در سازند سرگلو به وفور دیده می‌شود، چنانکه وجود صرفاً دوکفه‌ای‌های پوسیدونیا و عدم حضور موجودات کفزی در نهشته‌های سازند سرگلو بررسی شرایط محیط رسوبی (دما، شوری، اکسیژن، مواد غذایی و انرژی هیدرودینامیکی^۲) دوکفه‌ای‌های پوسیدونیا موجود در رسوبات سازند سرگلو ضروری به نظر می‌رسد. در این مطالعه از تنوع، فراوانی دوکفه‌ای‌های پوسیدونیا جهت تفکیک و بررسی تفاوت زیرمحیط‌های رسوبی مختلف در نهشته‌های سازند سرگلو استفاده می‌شود. با توجه به وجود مقادیر فراوان مواد آلی در رسوبات سازند سرگلو و رسوبات غالباً دانه ریز با بافت گل پش‌تیبان و محیط ته‌نشینی بسیار عمیق در شرایط نیمه احیایی و احیایی، رسوبات سازند سرگلو در زون‌های لرستان و شمال فروافتادگی دزفول (واقع در زون زاگرس چین‌خورده- گسلیده) را می‌توان به عنوان کاندیدای سنگ منشا هیدروکربن در نظر گرفت (مانند علیزاده و حسینی، ۱۳۸۹؛ حسینی و براتی، ۱۳۹۹). از اینرو مطالعه رخساره‌ای صورت گرفته جهت ارزیابی شرایط حاکم بر محیط رسوبی و بازسازی جغرافیای دیرینه حوضه زاگرس

در زمان ته‌نشینی سازند سرگلو به عنوان سازند مستعد سنگ منشا هیدروکربن و مطالعات اکتشافی از اهمیت بالایی برخوردار است.

منطقه مورد مطالعه

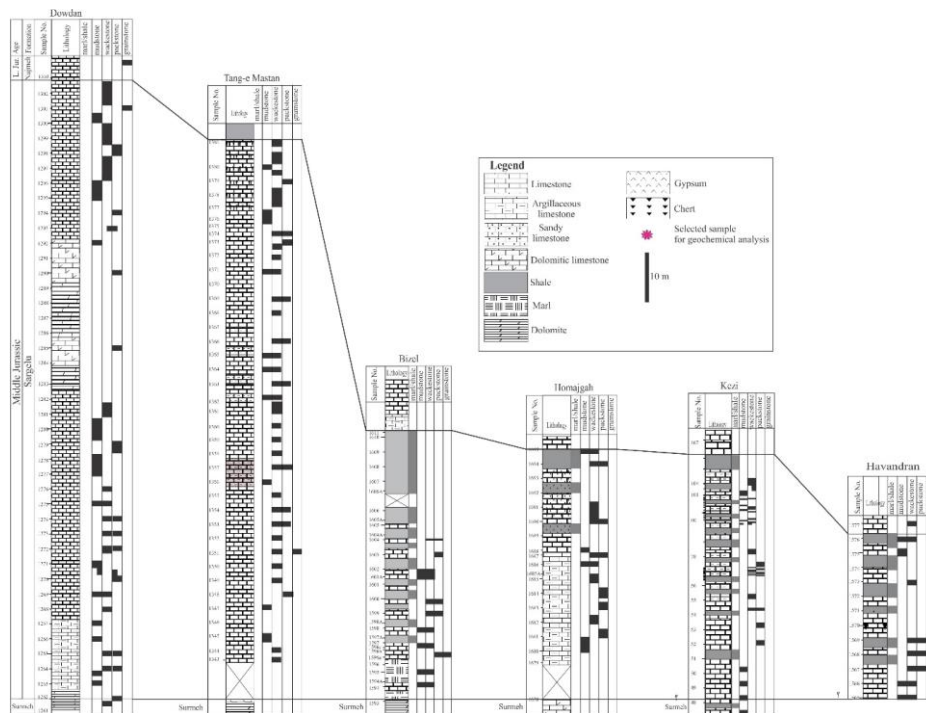
تاریخچه تکامل حوضه رسوبی زاگرس نشان دهنده دو مرحله اصلی پرمین - سنومانین میانی و سنومانین بالایی تا عهد حاضر است (Sharland et al, 2001; Ehrenberg et al, 2008; Kordi, 2019). به طوری که در مرحله اول حوضه زاگرس که در بخش شمال شرقی صفحه عربستان قرار داشته به صورت یک حاشیه قاره‌ای غیرفعال بوده در حالی که در سنومانین بالایی به دلیل فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر صفحه ایران مرکزی، حوضه زاگرس و به-طور کلی صفحه ایران تبدیل به یک حاشیه فعال می‌شود (Sharland et al, 2001; Alavi, 2007; Ehrenberg et al, 2008). نهشته‌های ژوراسیک زاگرس، به عنوان بخشی از رسوبات اقیانوس نئوتتیس، در شرایط رسوبی کاملاً متفاوت با سایر نواحی ایران بر جای گذاشته شده و به همین سبب رخساره‌های سنگی^۳ و زیستی^۴ آنها متفاوت از دیگر نواحی ایران است. با این وجود در گستره وسیعی از زاگرس نهشته‌های ژوراسیک در همه جا دارای رخساره یکسانی نبوده، به طوری که می‌توان این رسوبات را به سه گروه مجزا تقسیم نمود (مطیعی، ۱۳۷۲): ۱) نهشته‌های تبخیری دریای کم عمق که به‌ویژه در لرستان و در نزدیکی مرز عراق نهشته شده و فاقد رخنمون سطحی می‌باشند. ۲) نهشته‌های کربناته دریای عمیق که در زاگرس چین خورده به ویژه سکوی کربناته فارس نهشته شده‌اند. ۳) نهشته‌های کربناته - رادیولاریتی دریای عمیق، که نشان دهنده بخش‌های عمیق زاگرس رورانه (بویژه در دو ناحیه نیریز و کرمانشاه) بوده و به صورت فلس‌های رانده شده نابرجا رخنمون دارند. با توجه به این سه گروه، نهشته‌های ژوراسیک زاگرس را در سه ناحیه لرستان، فارس و زاگرس مرتفع می‌توان از یکدیگر تشخیص داد. از دیدگاه چینه-نگاری و ساختاری برش‌های مورد مطالعه به ترتیب در زون لرستان و زون چین خورده- رانده زاگرس قرار گرفته‌اند (شکل ۱) (مطیعی، ۱۳۷۲؛ Alavi, 2007؛ Kordi, 2019). موقعیت جغرافیایی برش‌های مورد مطالعه در شمال غرب کرمانشاه و غرب و جنوب غرب پناه است (شکل ۱ ج).



شکل ۱: الف: نقشه ساختاری زون زاگرس (Alavi, 2007)، ب: موقعیت برش‌های مورد مطالعه در زون لرستان، ج: نقشه راه‌های دسترسی به برش‌های مورد مطالعه در شمال غرب کرمانشاه و جنوب و غرب پاوه.

سازند دیده می‌شوند. سازند سرگلو در ناحیه مورد مطالعه تغییرات ضخامت قابل توجهی نشان می‌دهد به طوری که ضخامت آن بین ۵۰ تا ۱۲۵ متر در تغییر است (شکل ۲). سازند سرگلو در ناحیه مورد مطالعه با ناپیوستگی بر روی سازند تبخیری سورمه (ژوراسیک زیرین) قرار گرفته و توسط سازند تبخیری نجمه (ژوراسیک بالایی) با ناپیوستگی پوشیده می‌شود.

سازند سرگلو به سن ژوراسیک میانی متشکل از سنگ آهک‌های سیاه رنگ، نازک لایه، بیتومین‌دار، سنگ آهک‌های دولومیتی و شیل‌های متورق سیاه رنگ و در قسمت‌های راس این سازند لایه‌های نازک از چرت سیاه رنگ دیده می‌شود (مطیعی، ۱۳۷۲). در لرستان ضخامت سازند سرگلو به حدود ۲۰۰ متر می‌رسد و شامل شیل‌های سیاه رنگ متورق حاوی فسیل پوسیدونیا^۵ می‌باشد. دوکفه‌ای‌های پوسیدونیا به فراوانی در نزدیکی راس این



شکل ۲: ستون چینه‌شناسی سازند سرگلو در برش‌های مورد مطالعه

پوسته‌های فسیلی، نوع و درجه حفظ شدگی آنها (تافونومی)، میزان آشفستگی زیستی و میزان نسبی مواد آلی شرایط محیط رسوبی سازند سرگلو مانند سطح اکسیژن، انرژی هیدرولیکی، آشفستگی و میزان مواد غذایی مورد ارزیابی قرار گرفته است.

بحث و نتایج

ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی سازند سرگلو ریزرخساره A: شیل غنی از مواد آلی (organic-rich shale): این ریزرخساره در نهشته‌های سازند سرگلو در تناوب با ریزرخساره‌های مادستونی (B و C) به صورت لایه‌های شیلی سیاه و غنی از مواد آلی با گسترش جانبی قابل ملاحظه دیده می‌شود (شکل ۳ الف و ب). نهشته‌های شیلی این ریزرخساره در مطالعات صحرایی به صورت لایه‌های شیلی ضخیم حاوی لامینه‌های ریز با گسترش جانبی بالا دیده می‌شوند.

تفسیر: شیل‌های سیاه لامینه‌ای به عنوان نهشته‌های دریایی عمیق از حالت پلاژیک یا همی‌پلاژیک بر روی بستر دریایی عمیق و آرام تعریف می‌شوند (شرفی و همکاران، ۱۳۹۸؛ Kauffman and Sageman 1990; Palma et al, 2014).

مواد و روش‌ها

برش‌های چینه‌شناسی تنگ‌هاونده (ضخامت ۳۶ متر)، کزی (ضخامت ۵۰ متر)، دودان (ضخامت ۱۲۵ متر)، بیزل (ضخامت ۵۴ متر)، تنگ‌مستان (ضخامت ۱۱۴ متر) و هماجگه (ضخامت ۵۰ متر) در زون لرستان (در استان کرمانشاه)، جهت آنالیز رخساره‌ای و تفسیر محیط رسوبی سازند سرگلو برداشت گردیدند (شکل‌های ۱ و ۲). جهت بازسازی محیط رسوبی توالی‌های سازند سرگلو، در برداشت‌های صحرایی ضخامت نهشته‌ها، فرم هندسی و امتداد جانبی، سطوح لایه‌بندی (تدریجی، فرسایشی)، ساختارهای رسوبی، تغییرات اندازه دانه‌ها و همچنین ارتباط لایه‌ها مورد بررسی قرار گرفتند. تعداد ۵۰۰ مقطع نازک جهت ارزیابی خصوصیات میکروسکوپی از جمله ترکیب، اجزای تشکیل دهنده (کربناته، سیلیسی-آواری)، بافت و در نهایت شناسایی و تفکیک ریزرخساره‌های سرگلو، مورد بررسی قرار گرفته است. نامگذاری ریزرخساره‌های کربناته بر مبنای طبقه‌بندی دانهام (Dunham, 1962) و شناسایی مجموعه-های رخساره‌ای و محیط‌های مرتبط به وسیله انطباق با ریزرخساره‌های استاندارد فلوگل (Flugel, 2010) و کمربندهای رخساره‌ای ویلسون (Wilson, 1975) صورت گرفته است. همچنین با استفاده از شواهد رخساره‌ای مانند بافت (دانه پستیپان، گل پستیپان)، نوع، تنوع و فراوانی

صورت واحدهای نازک تا متوسط با لامیناسیون موازی و سطح قاعده‌ای و بالایی تدریجی دیده می‌شود (شکل ۳ ح). لامینه‌های موجود در این ریزرخساره به صورت موازی با گسترش جانبی زیاد و به ندرت نامنظم دیده می‌شوند. به ندرت این ریزرخساره دارای سطح قاعده‌ای فرسایشی با ریزرخساره شیلی است. فسیل‌های آمونیت و خرده‌های دوکفه‌ای پلاژیک پوسیدونیا در این ریزرخساره مشاهده می‌شود (شکل ۳ خ).

تفسیر: براساس مشاهدات صحرایی، همراهی چینه‌شناسی با ریزرخساره‌های A و B و مقاطع نازک این سنگ آهک‌های لامینه‌ای در محیط‌های کم انرژی زیر حد اثر امواج طوفانی (SWB) با سطح انرژی پایین ته‌نشین شده‌اند. وجود شواهدی همانند صدف‌های دوکفه‌ای پلاژیک، لامیناسیون ریز موازی، محتوی مواد آلی بالا در نتیجه رنگ سیاه، عدم وجود موجودات بنتیک از وجود شرایط کم اکسیژن بستر رسوبی حمایت می‌کند. وجود لامیناسیون ریز موازی با گسترش جانبی بالا، اشاره به عدم وجود موجودات حفار و شرایط آرام رسوبی دارد (Pas et al, 2013; Sharafi et al, 2016; Bayet-Goll et al, 2018, 2020).

ریزرخساره D: وکستون/فلوتستون حاوی دوکفه‌ای پلاژیک (Pelagic bivalve wackstone/ floatstone): این ریزرخساره به صورت لایه‌های آهکی نازک با گسترش چینه‌شناسی بالا مشاهده می‌شود و به طرف بخش‌های عمیق حوضه عمدتاً در تناوب با ریزرخساره‌های A و B یا رخساره E دیده می‌شود (شکل‌های ۳ ب و ۴ الف). اجزاء اصلی تشکیل دهنده این ریزرخساره عمدتاً از خرده‌های دوکفه‌ای پوسیدونیا تشکیل شده‌اند (شکل‌های ۴ ب و پ). خمیره اصلی سنگ را ماتریکس میکرایتی تشکیل می‌دهد و میکرایت عمدتاً دارای رنگ خاکستری با میزان بالای از مواد آلی است (شکل‌های ۴ پ و ت). تجمع‌های اسکلتی از خرده‌های دوکفه‌ای پلاژیک به صورت بافت محلی پکستون در این ریزرخساره دیده می‌شود (شکل ۴ ث). در بیشتر موارد دوکفه‌ای پلاژیک عمدتاً به صورت کفه‌های منفصل (disarticulated) می‌باشند که خردشدگی و شکستگی بالایی را از خود نشان می‌دهد و جورشدگی بافتی رسوب نیز ضعیف می‌باشد (شکل‌های ۴ پ و ث). در مقابل به سمت بخش‌های عمیق‌تر حوضه (کف حوضه) دوکفه‌ای پلاژیک خردشدگی و شکستگی کمتری را از خود نشان

عدم وجود آشفستگی زیستی یا موجودات حفار و فونا‌های زیستی یا شواهدی از وجود خرده‌های اسکلتی نشان دهنده محیط‌های با سطح اکسیژن پایین یا احیایی در طول ته نشینی ریزرخساره A است (Kauffman and Sageman, 1990; Flugel, 2010).

ریزرخساره B: مادستون‌های آهکی توده‌ای (massive lime-mudstone): خمیره اصلی سنگ حاوی مقدار بالای مواد آلی در زمینه میکرایت است که در آن تنها درصد کمی خرده‌های صدف‌های دوکفه‌ای پلاژیک و خارپوست دریک متن میکرایتی پراکنده‌اند (شکل ۳ پ). در صحرا این ریزرخساره به صورت توده‌ای بدون ساخت رسوبی و سطح قاعده‌ای و بالایی تدریجی همراه باندهای چرت یا نودول‌های چرت دیده می‌شود (شکل ۳ ت). این رخساره به‌طور پراکنده در بخش‌های قاعده، میانی و بالایی سازند سرگلو و همراه با ریزرخساره A مشاهده می‌شود.

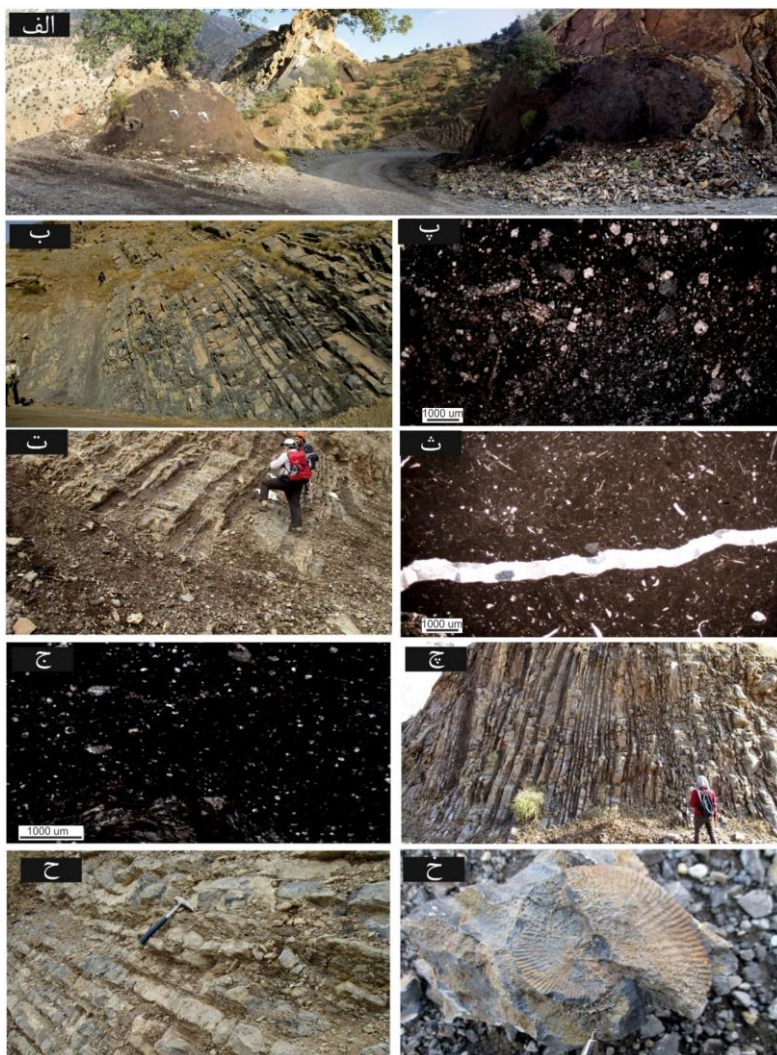
تفسیر: فقدان تنوع فونایی در این ریزرخساره نشان دهنده عدم شرایط مناسب برای زیست موجودات بوده و از دیگر شواهد موجود برای نهشت این رخساره در مناطق عمیق حوضه است. با توجه به همراهی این ریزرخساره با ریزرخساره شیل غنی از مواد آلی (رخساره A) دارد مشخص می‌شود که مطابق با ریزرخساره‌های استاندارد فلوگل (SMF1) (Flugel, 2010) رخساره B در زیر قاعده تاثیر امواج و در یک محیط با انرژی بسیار پایین در بخش عمیق حوضه نهشته شده است. وجود باندهای چرتی که حاصل تغییرات دیاژنتیکی لجن‌های سیلیسی است، ته‌نشینی این رسوبات را در بخش‌های عمیق حوضه تاکید میکند (Flugel, 2010).

ریزرخساره C: مادستون-وکستون لامینه‌ای حاوی دوکفه‌ای پلاژیک (Pelagic bivalve laminated lime-mudstone/wackstone): مشابه با ریزرخساره B اجزاء اصلی تشکیل دهنده این رخساره شامل خرده‌های اسکلتی از صدف‌های دوکفه‌ای پلاژیک و به مقدار کمتر آمونیت در یک زمینه میکرایتی است.

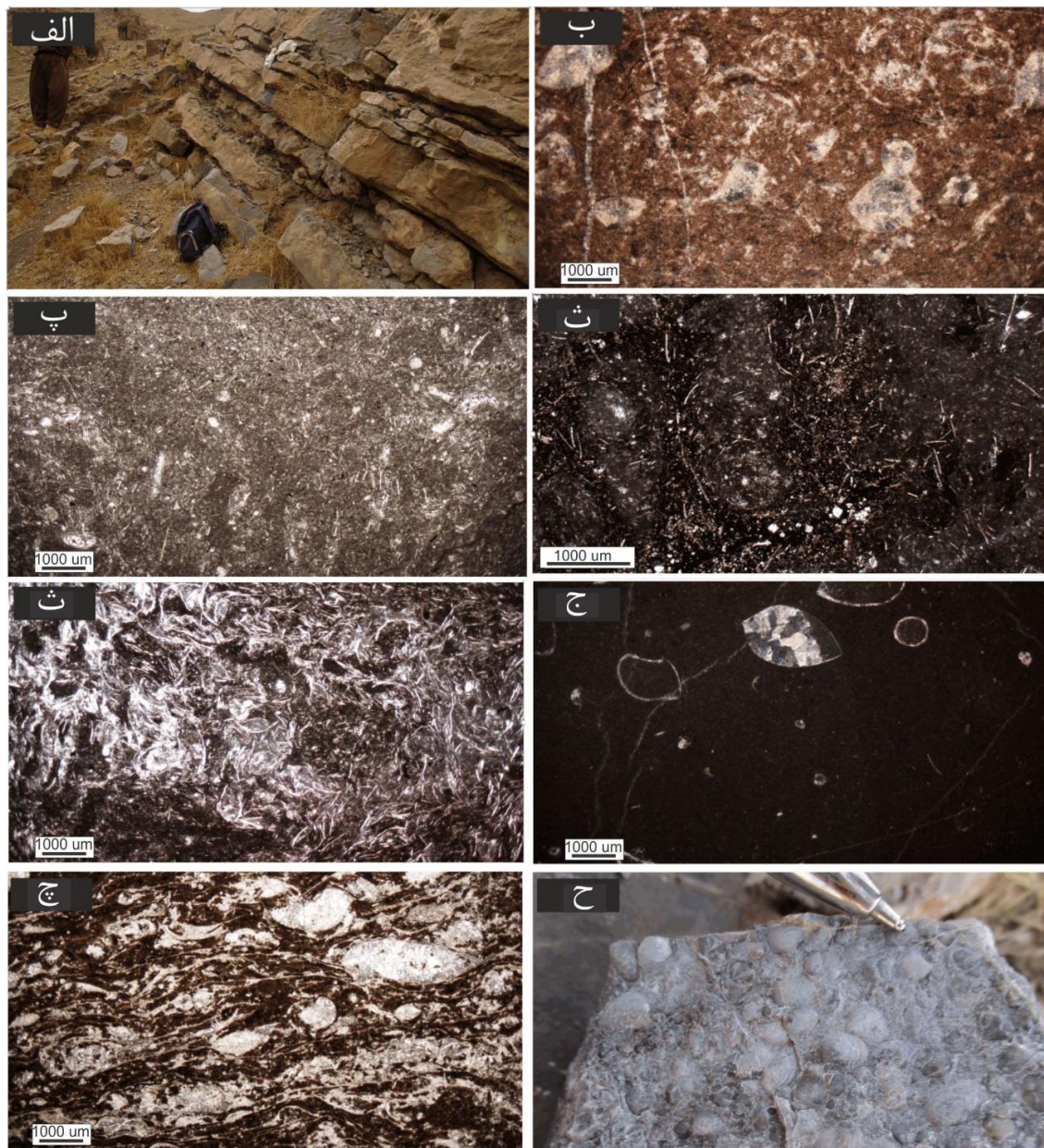
خمیره میکرایتی در بیشتر موارد رنگ سیاه دارد یا به وسیله بلورهای دولومیت به صورت انتخابی جایگزین شده است (شکل ۳ ث و ج). به ندرت بلورهای پیریت به صورت پراکنده در خمیره اصلی سنگ دیده می‌شود. در بیشتر موارد این ریزرخساره در تناوب با رخساره‌های A و B یا D دیده می‌شود (شکل ۳ ب و ج). در مشاهدات صحرایی به

بخش‌های عمیق‌تر حوضه (کف حوضه) فسیل‌های با حفظ شدگی بالا از آمونیت و دوکفه‌ای‌های پوسیدونی در این ریزرخساره مشاهده می‌شود (شکل ۴ ح). این ریزرخساره در مشاهدات صحرایی عمدتاً به صورت لایه‌های توده‌ای یا با لامیناسیون موازی دیده می‌شود.

می‌دهند و در بیشتر موارد به صورت تجمعات با کفه‌های متصل (articulated) با حفظ شدگی بالا و رسوب داخلی میکرایت دیده می‌شوند (شکل ۴ ج). در گاهی موارد دوکفه‌ای پلاژیک در این ریزرخساره به صورت تجمعات مخلوط کفه‌های متصل و منفصل دارای جهت یافتگی موازی با سطح لایه رسوبی می‌باشند (شکل ۴ چ). به سمت



شکل ۳: الف: ریزرخساره شیل تیره رنگ غنی از مواد آلی به صورت توالی‌های توده‌ای ضخیم با مواد آلی بالا در برش بیزل، ب: بخش قاعده‌ای سازند سرگلو در برش دودان با تناوب ریزرخساره شیل آهکی با ریزرخساره‌های مادستونی، (B و C) به صورت لایه‌های شیلی سیاه و غنی از مواد آلی با گسترش جانبی قابل توجه، پ: مادستون‌های غنی از مواد آلی با دولومیتی شدن انتخابی، برش بیزل، ت: ریزرخساره B به صورت توده‌ای بدون ساخت رسوبی و سطح قاعده‌ای و بالایی تدریجی در برش هماغه، ث: پلاژیک وکستون حاوی دوکفه‌ای، برش دودان، ج: وکستون تیره حاوی دوکفه‌ای پلاژیک با مقادیر بالای مواد آلی، برش بیزل، چ: تناوب ریزرخساره C با رخشاره‌های شیلی (ریزرخساره A) و مادستون توده‌ای (ریزرخساره B) یا ریزرخساره D (وکستون/پکستون-فلوتستون حاوی دوکفه‌ای پلاژیک)، برش بیزل، ح: ریزرخساره C به صورت لایه‌های نازک تا متوسط با لامیناسیون موازی و سطح قاعده‌ای و بالایی تدریجی، خ: فسیل آمونیت با حفظ شدگی بالا و تزیینات سطحی در ریزرخساره C.



شکل ۴: ریزرخساره D: وکستون-فلوتستون حاوی دوکفه‌ای پلاژیک. الف: بخش قاعده‌ای سازند سرگلو در برش کزی، تناوب ریزرخساره D با ریزرخساره‌های مادستونی و شیلی (A, B) یا ریزرخساره پکستون حاوی دوکفه‌ای پلاژیک (ریزرخساره E)، ب: فلوتستون حاوی دوکفه‌ای پلاژیک، برش تنگه هاوندران، پ: وکستون حاوی دوکفه‌ای پلاژیک، برش کزی، ت: حضور مواد آلی بالا در زمینه میکرایتی، برش کزی، ث: تجمع محلی به صورت بافت پکستون از خرده‌های دوکفه‌ای پلاژیک در نتیجه آشفته‌گی زیستی با خردشدگی و شکستگی بالا، برش کزی، ج: دوکفه‌ای پلاژیک به صورت تجمعات با کفه‌های متصل با حفظ شدگی بالا و رسوب داخلی میکرایت یا سیمان اسپارایت، برش تنگ مستان، چ: ریزرخساره D به صورت تجمعات با کفه‌های متصل و منفصل دارای جهت یافتگی موازی با سطح لایه رسوبی، برش کزی، ح: فسیل‌های با حفظ شدگی بالا از دوکفه‌ای‌های پوسیدونیا در برش ماه پاره بخش میانی سازند سرگلو.

حوضه نزدیک موجسار هوای طوفانی ته نشین شده است. در کل بافت دانه‌ریز این ریزرخساره اشاره به محیط رسوبی کم انرژی زیر موجسار هوای طوفانی دارد که فرایندهای رسوبی غالب در این منطقه باعث ته‌نشینی ذرات از حالت معلق می‌شوند. چنین ریزرخساره‌ای منطبق با SMF2

تفسیر: این ریزرخساره بسته به موقعیت چینه‌شناسی آن و ریزرخساره‌های مجاور آن و همچنین تغییرات خصوصیات تافونومیک دوکفه‌ای پلاژیک (میزان خردشدگی، سایش، جورشدگی نسبت مفصل‌دار بودن در مقابل بدون مفصل) در بخش‌های عمیق و کف حوضه تا بخش‌های کم عمق تر

فلوگل (Flugel, 2010) در محیط رمپ خارجی می‌باشد. با این وجود لامیناسیون‌های موازی موجود در این ریزرخساره احتمالاً منطبق بر بخش Td توالی بوما است (Komatsu et al, 2014). بر طبق مطالعات کوماتسو و همکاران (Komatsu et al, 2014) و مایدا و شیگتا (Maeda and Shigeta, 2009) وجود دوکفه‌ای نابرجای پلاژیک بدون مفصل حاکی از حمل و تهنشینی آنها به وسیله جریان‌های رخدادی طوفان یا جریان‌های توربیدیتی است. در مقابل وجود دوکفه‌ای پلاژیک با کفه‌های متصل با حفظ شدگی بالا که در زمینه میکرایتی قرار دارند و درون آنها را نیز میکرایت پر کرده است حاکی از تهنشینی آنها در محیط‌های کم انرژی در بخش دنباله جریان‌های رخدادی همچون جریان‌های توربیدیتی یا جریان‌های امواج است. نهشته‌های مادستونی همراهی با این ریزرخساره خاص نهشته‌های پلاژیک یا همی پلاژیک می‌باشند و احتمالاً در نتیجه تناوب جریان‌های رخدادی و جریان پلاژیک در حوضه ایجاد شده‌اند (شرفی و همکاران، ۱۳۹۸؛ Conti and Morani, 1992; Flugel, 2010).

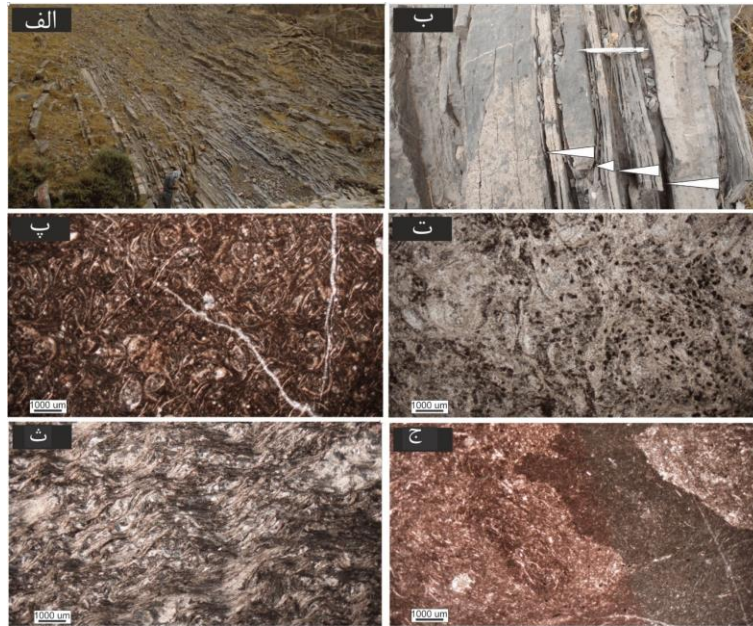
ریزرخساره E: پکستون-گرینستون حاوی دوکفه‌ای پلاژیک (Pelagic bivalve packstone- grainstone): این ریزرخساره به صورت لایه‌های آهکی نازک تا ضخیم در بخش میانی و بالایی سازند سرگلو در تناوب با ریزرخساره F یا ریزرخساره‌های A, B دیده می‌شوند (شکل‌های ۵ الف و ب). اجزاء اصلی تشکیل دهنده این ریزرخساره عمدتاً از خرده‌های دوکفه‌ای پلاژیک پوسیدونیا می‌باشد که در زمینه میکرایتی یا اسپارایتی قرار گرفته است (شکل‌های ۵ پ و ت). تجمعات خرده‌های دوکفه‌ای پلاژیک از پوسیدونیا عمدتاً حاوی نشانه‌های از خردشدگی و سایش بالا است و بیشتر کفه‌ها به صورت بدون مفصل دیده می‌شوند (شکل ۵ پ). جهت یافتگی خرده‌های اسکلتی تغییرات زیادی را نشان می‌دهد و در گاهی موارد خرده‌های اسکلتی دارای جهت یافتگی ترجیحی موازی یا مایل با سطح لایه‌بندی می‌باشند (شکل ۵ ث). میزان تراکم خرده‌های دوکفه‌ای پلاژیک بین ۳۵ تا ۵۰ درصد (نامتراکم) تا بیش از ۷۵ درصد (متراکم) در تغییر است که براساس فلوگل (Flugel, 2010).

این تغییرات بافتی در نسبت فراوانی خرده‌های دوکفه‌ای پلاژیک و همچنین آرایش نامنظم خرده‌های دوکفه‌ای در نتیجه آشفتگی زیستی و تاثیر جانداران حفر ایجاد شده است (شکل ۵ ج و ۶ الف). در نتیجه تبلور مجدد شدید، دولومیتی شدن یا سیمانی شدن شدید پوسته‌های دوکفه‌ای پلاژیک تشخیص فرایندهای تافونومیک همچون فرسایش زیستی و قشرسازی زیستی امکان‌پذیر نمی‌باشد (شکل ۶ ب). این ریزرخساره به صورت لایه نازک تا ضخیم با سطح قاعده فرسایشی و لامیناسیون موازی تا ریبلی مشاهده می‌شود (شکل ۶ پ و ت). در گاهی موارد بخش قاعده‌ای این ریزرخساره حاوی شواهدی از دانه‌بندی تدریجی نرمال از خرده‌های دوکفه‌ای پلاژیک است (شکل ۶ ث و ج).

تفسیر: وجود دانه‌بندی تدریجی نرمال، سطح قاعده فرسایشی و لامیناسیون‌های موازی و ریبلی جریانی منطبق بر بخش Td و Te توالی بوما از فرایند جریان‌های توربیدیتی در این حوضه حمایت می‌کند (شرفی و همکاران، ۱۳۹۸؛ Maeda and Shigeta, 2009; Rohl et al, 2001; Rodríguez-Tovar et al, 2014; Gambacorta et al, 2014). تناوب این ریزرخساره با ریزرخساره‌های دانه‌ریز کم انرژی مادستونی- شیلی حاکی از تناوب رسوب‌گذاری رخدادی (حاصل از جریان‌های توربیدیتی) با رسوبگذاری از حالت پلاژیک یا همی پلاژیک است. به طوری که براساس عدم تنوع فونایی کم و وجود خردشدگی و سایش بالا در دوکفه‌های پلاژیک و عدم حفظ‌شدگی کامل کفه‌ها، این ریزرخساره در محیط‌های نسبتاً عمیق زیر موجسار هوای طوفانی تهنشین شده است. در این محیط شرایط اکسیژن کم یا احیایی و رسوبگذاری کم انرژی از حالت پلاژیک یا همی پلاژیک در نتیجه ورود جریان‌های رخدادی به وسیله توربیدایت به صورت موقتی جایگزین می‌شود، این نوع تناوب انرژی موجب بالا رفتن فعالیت جانداران حفر و ایجاد آشفتگی زیستی بالا در تجمعات خرده‌های دوکفه‌ای پلاژیک پکستون-گرینستون ریزرخساره E شود (Flugel, 2010).

ریزرخساره E: پکستون-گرینستون حاوی دوکفه‌ای پلاژیک (Pelagic bivalve packstone- grainstone): این ریزرخساره به صورت لایه‌های آهکی نازک تا ضخیم در بخش میانی و بالایی سازند سرگلو در تناوب با ریزرخساره F یا ریزرخساره‌های A, B دیده می‌شوند (شکل‌های ۵ الف و ب). اجزاء اصلی تشکیل دهنده این ریزرخساره عمدتاً از خرده‌های دوکفه‌ای پلاژیک پوسیدونیا می‌باشد که در زمینه میکرایتی یا اسپارایتی قرار گرفته است (شکل‌های ۵ پ و ت). تجمعات خرده‌های دوکفه‌ای پلاژیک از پوسیدونیا عمدتاً حاوی نشانه‌های از خردشدگی و سایش بالا است و بیشتر کفه‌ها به صورت بدون مفصل دیده می‌شوند (شکل ۵ پ). جهت یافتگی خرده‌های اسکلتی تغییرات زیادی را نشان می‌دهد و در گاهی موارد خرده‌های اسکلتی دارای جهت یافتگی ترجیحی موازی یا مایل با سطح لایه‌بندی می‌باشند (شکل ۵ ث). میزان تراکم خرده‌های دوکفه‌ای پلاژیک بین ۳۵ تا ۵۰ درصد (نامتراکم) تا بیش از ۷۵ درصد (متراکم) در تغییر است که براساس فلوگل (Flugel, 2010).

تفسیر: وجود دانه‌بندی تدریجی نرمال، سطح قاعده فرسایشی و لامیناسیون‌های موازی و ریبلی جریانی منطبق بر بخش Td و Te توالی بوما از فرایند جریان‌های توربیدیتی در این حوضه حمایت می‌کند (شرفی و همکاران، ۱۳۹۸؛ Maeda and Shigeta, 2009; Rohl et al, 2001; Rodríguez-Tovar et al, 2014; Gambacorta et al, 2014). تناوب این ریزرخساره با ریزرخساره‌های دانه‌ریز کم انرژی مادستونی- شیلی حاکی از تناوب رسوب‌گذاری رخدادی (حاصل از جریان‌های توربیدیتی) با رسوبگذاری از حالت پلاژیک یا همی پلاژیک است. به طوری که براساس عدم تنوع فونایی کم و وجود خردشدگی و سایش بالا در دوکفه‌های پلاژیک و عدم حفظ‌شدگی کامل کفه‌ها، این ریزرخساره در محیط‌های نسبتاً عمیق زیر موجسار هوای طوفانی تهنشین شده است. در این محیط شرایط اکسیژن کم یا احیایی و رسوبگذاری کم انرژی از حالت پلاژیک یا همی پلاژیک در نتیجه ورود جریان‌های رخدادی به وسیله توربیدایت به صورت موقتی جایگزین می‌شود، این نوع تناوب انرژی موجب بالا رفتن فعالیت جانداران حفر و ایجاد آشفتگی زیستی بالا در تجمعات خرده‌های دوکفه‌ای پلاژیک پکستون-گرینستون ریزرخساره E شود (Flugel, 2010).



شکل ۵: ریزرخساره E: پکستون-گرینستون حاوی دوکفه‌ای پلاژیک. الف: بخش بالایی سازند سرگلو در برش کزی عمدتاً از تناوب ریزرخساره E با ریزرخساره‌های بخش عمیق حوضه، ب: توالی‌های بوما در بخش بالایی سازند سرگلو از برش کزی، پ: پکستون حاوی دوکفه‌ای پلاژیک با زمینه میکرایتی از خرده‌های دوکفه‌ای پلاژیک، برش هماجگه، ت: گرینستون حاوی دوکفه‌ای پلاژیک از خرده‌های دوکفه‌ای پلاژیک در زمینه سیمان اسپارایتی، برش کزی، ث: جهت یافتگی ترجیحی موازی با لایه‌بندی، برش هماجگه، ج: تغییرات بافتی در نسبت فراوانی خرده‌های دوکفه‌ای پلاژیک در نتیجه آشفستگی زیستی و تاثیر جانداران حفار.



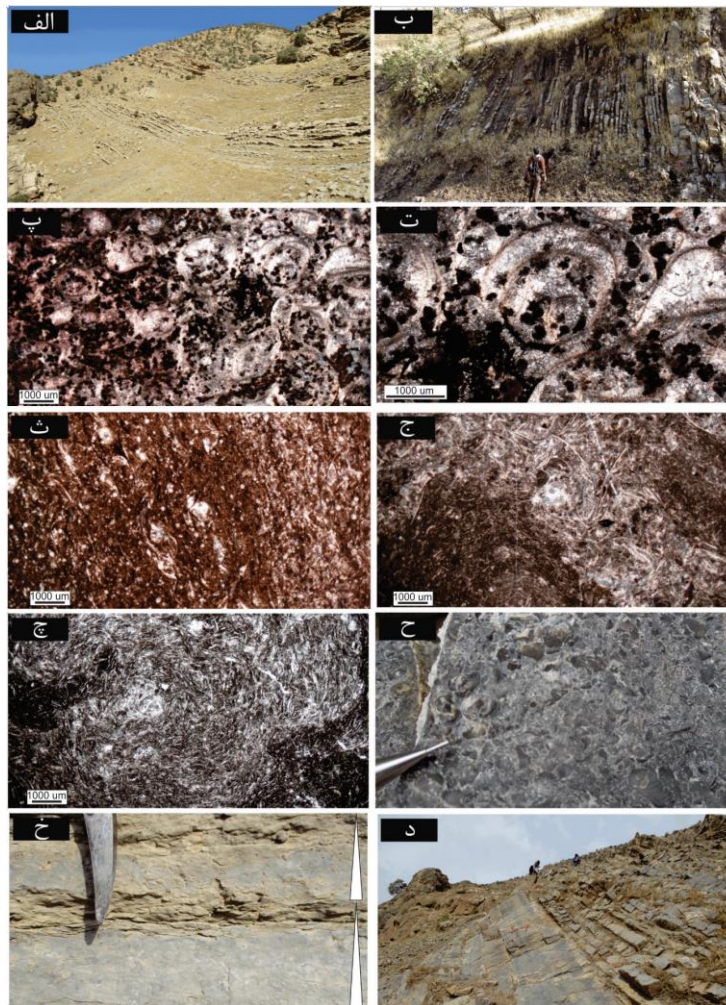
شکل ۶: ریزرخساره E: پکستون-گرینستون حاوی دوکفه‌ای پلاژیک. الف: آشفستگی زیستی و تاثیر جانداران حفار با تغییرات بافتی در نسبت فراوانی خرده‌های دوکفه‌ای پلاژیک در برش کزی، ب: سیمانی شدن شدید پوسته‌های دوکفه‌ای پلاژیک، پ و ت: توالی‌های بوما با سطح قاعده فرسایشی و لامیناسیون موازی تا ریپلی در بخش میانی سازند سرگلو در برش دودان، ث و ج: توالی بوما با دانه‌بندی تدریجی نرمال از خرده‌های دوکفه‌ای پلاژیک، برش دودان.

ریزرخساره E یا ریزرخساره‌های A, B دیده می‌شوند (شکل - های ۷ الف و ب). غالب دوکفه‌ای‌ها به صورت کفه‌های منفصل با خردشدگی و سایش بالا در زمینه میکرایتی یا اسپارایتی دیده می‌شوند (شکل‌های ۷ پ و ث). به‌طور

ریزرخساره F: رودستون-پکستون تا فلوستون حاوی دوکفه‌ای پلاژیک (Pelagic bivalve rudstone/packstone to floatstone): این ریزرخساره به صورت لایه‌های آهکی نازک تا ضخیم در بخش میانی و بالایی سازند سرگلو در تناوب با

آشفستگی بالا را نشان می‌دهد (شکل ۷ ج و چ). همچنین در مقایسه با ریزرخساره قبلی در بیشتر موارد اندازه کفه‌ها بزرگتر می‌باشد و رخساره دارای قطعات اسکلتی بزرگتر است. دوکفه‌ای‌ها با حفظ شدگی متغیر در این ریزرخساره مشاهده می‌شود (شکل ۷ ح). این ریزرخساره به صورت لایه نازک تا ضخیم لایه با سطح قاعده فرسایشی به‌طور محلی با دانه‌بندی تدریجی نرمال و وجود لامیناسیون موازی مشاهده می‌شود (شکل ۷ خ و د).

محلی دوکفه‌ای‌های دارای کفه‌های متصل به هم با میزان خردشدگی و سایش کم نیز مشاهده شده است. همچنین جهت یافتگی خرده‌های دوکفه‌ای تغییرات زیادی را نشان می‌دهد و از جهت یافتگی موازی (شکل ۷ ث) یا مایل با سطح لایه‌بندی تا نامنظم و بدون جهت یافتگی در کفه‌ها در نتیجه آشفستگی زیستی بالا در تغییر است (شکل ۷ ج). در مقایسه با ریزرخساره قبلی فشرده‌گی خرده‌های دوکفه‌ای پلاژیک بیش از ۷۵ درصد (متراکم) با شواهدی از زیست

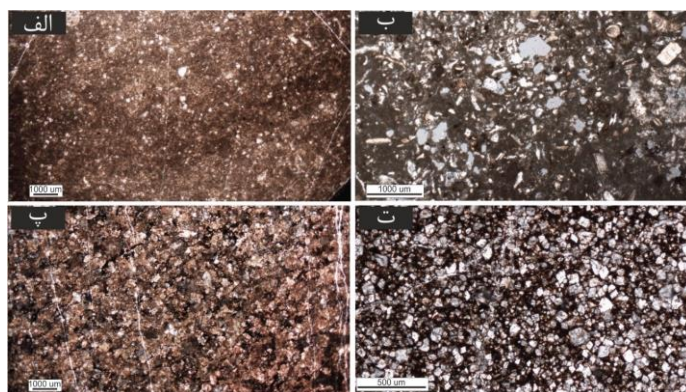


شکل ۷: ریزرخساره F: رودستون - پکستون تا فلوئستون حاوی دوکفه‌ای پلاژیک. الف: ریزرخساره F به صورت لایه‌های آهکی نازک تا ضخیم در بخش میانی و بالایی سازند سرگلو در تناوب با ریزرخساره E یا رخساره‌های A, B، ب: بخش قاعده‌ای سازند سرگلو از ریزرخساره F به صورت لایه‌های آهکی نازک تا ضخیم به سمت بالا در تناوب با ریزرخساره E یا ریزرخساره‌های A, B، پ و ت: رودستون دوکفه‌ای پلاژیک متشکل از خرده‌های دوکفه‌ای پلاژیک پوسیدونیا در زمینه اسپارایتی، ث: پکستون حاوی دوکفه‌ای پلاژیک از دوکفه‌ای‌های پلاژیک به صورت کفه‌های منفصل با خردشدگی و سایش بالا در زمینه میکرایتی و جهت یافتگی ترجیحی موازی، ج و چ: تغییرات بافتی در نسبت فراوانی خرده‌های دوکفه‌ای پلاژیک در نتیجه آشفستگی زیستی و تاثیر جانداران حفار، برش دودان، ح: دوکفه‌ای‌های پلاژیک با حفظ شدگی متغیر از پوسیدونیا در نتیجه سایش و خردشدگی بالا، برش کزی، خ و د: لایه‌های نازک تا ضخیم لایه با سطح قاعده فرسایشی به‌طور محلی با دانه‌بندی تدریجی نرمال و وجود لامیناسیون موازی، برش دودان.

باشد. اجزاء فرعی شامل خرده‌های خارپوست و اینتراکلت است (شکل ۸ ب). قطعات تشکیل دهنده این ریزرخساره جورشدگی بالایی را نشان می‌دهد. این ریزرخساره به صورت لایه‌های توده‌ای متوسط تا نازک لایه دیده می‌شود. تفسیر: با توجه به فراوانی خرده‌های پوسیدونیا و دانه‌های پلوئید و درصد زیاد میکرایت این ریزرخساره معادل SMF4 معرفی شده توسط فلوگل (Flügel, 2010) است و به محیط رمپ خارجی نسبت داده می‌شود. با توجه به همراهی با دیگر رخساره‌های حاصل از جریان‌های توربیدیتی، این ریزرخساره نیز تحت‌تأثیر جریان‌های توربیدیتی تشکیل شده است اگرچه سطح انرژی، قدرت فرسایشی و میزان تامین رسوب در این ریزرخساره نسبت به ریزرخساره‌های قبلی کاهش یافته است. تأثیر جریان‌های توربیدیتی با قدرت فرسایشی کم بر روی تشکیل این ریزرخساره مشابه این ریزرخساره توسط دیگر مطالعات (Röhl et al, 2001; Gale, 2014; Palma et al, 2014) گزارش شده است.

تفسیر: مشابهت این ریزرخساره با ریزرخساره قبلی نشان دهنده تشکیل آنها تحت شرایط رسوب گذاری مشابه است. شواهد مطالعات صحرایی و مقاطع نازک ریزرخساره F حاکی از نقش جریان‌های توربیدیتی در تشکیل این ریزرخساره می‌باشد. به‌رحال در مقایسه با ریزرخساره قبلی وجود ضخامت بالاتر لایه‌های حاوی دوکفه‌ای پلاژیک با بافت رسوبی دانه درشت‌تر شامل رودستون- پکستون تا فلوستون و اندازه بزرگتر قطعات اسکلتی پوسیدونیا نشان دهنده تشکیل آنها تحت‌تأثیر جریان‌های توربیدیتی با ضخامت و چگالی بالاتر (سطح انرژی، قدرت فرسایشی و میزان تامین رسوب) می‌باشد (Rodríguez-Tovar et al, 2019).

ریزرخساره G: پکستون بایوکلاست پلوئید دار (-bioclastic peloidal packstone): این ریزرخساره در بخش بالایی سازند سرگلو در تناوب با ریزرخساره E دیده می‌شوند (شکل ۸ الف). تشکیل دهنده اصلی این ریزرخساره خرده‌های پوسیدونیا و دانه‌های پلوئید در زمینه میکرایتی می



شکل ۸: الف: ریزرخساره پکستون حاوی بایوکلاست و پلوئید، برش دودان، ب: پکستون حاوی بایوکلاست و پلوئید با مقادیری از خارپوست و اینتراکلت به صورت پراکنده در زمینه میکرایتی، برش ماه پاره، پ و ت: ریزرخساره H، دولومیت، برش دودان.

تفسیر: بر طبق مطالعات آدابی (Adabi, 2009) دولومیت-های نوع سوم اکثراً به صورت مخرب جایگزین سنگ آهک اولیه می‌شوند و باعث حذف تمام ساخت‌ها و بافت‌های رسوبی اولیه سنگ می‌شوند. بر این اساس بر طبق همراهی چینه‌شناسی این ریزرخساره با رخساره‌های عمیق دوکفه‌ای پلاژیک می‌توان آنرا به محیط دریایی عمیق یا بخش خارجی رمپ نسبت داد.

تفسیر شرایط پالئوآکولوژیکی: وجود صرفاً خرده‌های دوکفه‌ای پلاژیک پوسیدونیا و عدم حضور موجودات کف‌زی در رخساره‌های شناسایی شده در سازند سرگلو، بیانگر محیط

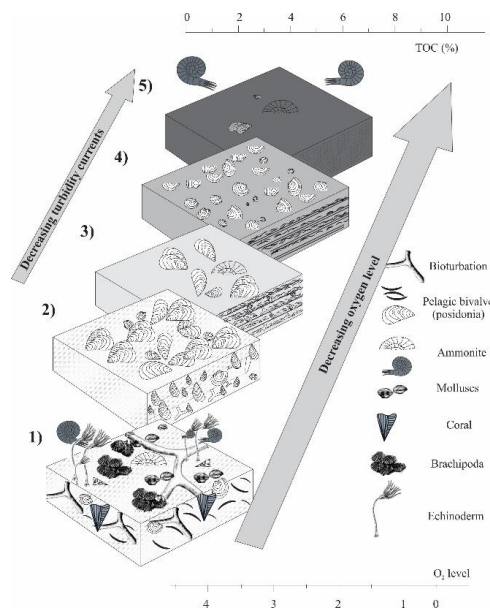
ریزرخساره H: دولومیت (crystalline dolomite): این ریزرخساره به‌طور غالب از دولومیت‌های ثانویه تشکیل شده است که در بخش پایینی و بالایی سازند سرگلو در تناوب با رخساره‌های محیط دریایی عمیق دیده می‌شود. غالباً در نتیجه دولومیتی شدن شدید ساختارهای اولیه رسوبی و بافت رسوبی در مقطع نازک از بین رفته است. در بیشتر موارد بلورهای دولومیت در این ریزرخساره از بلورهای نامنظم بدون شکل تا نیمه شکل‌دار تحت عنوان دولواسپارایت (Adabi, 2009) تشکیل شده‌اند (شکل‌های ۸ پ و ت).

دریای عمیق است که با توجه به مطالعات مختلف صورت گرفته بروی دوکفه‌های پوسیدونیا از لحاظ عمق و محیط رسوبی به وسیله دیگر محققین (Molina et al, 1997; Abdallah et al, 2001; Caron et al, 2006; Zagrami et al, 2008; Navarro et al, 2009; Negra et al, 2011; Pas et al, 2013; Palma et al, 2014; Gale, 2014) تشکیل آن به بیش از چند ده متر تا ۱۰۰ متر می‌رسد. ریز بودن دانه‌ها و مقدار کم آلوکوم‌ها در ریزرخساره‌های شناسایی شده A, B, C نشان‌دهنده ته‌نشست این ریزرخساره‌ها در بخش‌های عمیق و آرام حوضه است. نرخ انباشتگی این نوع نهشته‌های پلاژیک تا همی‌پلاژیک آهکی یکنواخت و آرام بوده و در نتیجه مجموعه رخساره‌های تشکیل شده در چنین شرایطی شامل سنگ‌آهک‌های کم انرژی، ریزدانه و تقریباً یکنواختی است که تغییرات رخساره‌ای کمی را نشان می‌دهند. عدم حضور دانه‌های غیراسکلتی و کوارتز در غالب رخساره‌ها که به ترتیب عمدتاً در بخش کم‌عمق سکوی کربناته و در مناطق نزدیک ساحل محدود هستند، می‌تواند دلیل دیگری بر عمیق بودن این رخساره‌ها باشد. همچنین فراوانی خرده‌های دوکفه‌ای پلاژیک و زمینه گل فراوان که نشان‌دهنده رژیم هیدرودینامیکی با انرژی کم است، نهشت این رسوبات را در محیط پلاژیک و در زیر قاعده امواج طوفانی را تأیید می‌کنند. قابل ذکر است که وجود خرده‌های دوکفه‌ای پلاژیک پوسیدونیا در بافت رودستون-فلوتستون تا پکستون دلیلی بر وجود نوسانات انرژی هیدرودینامیکی حوضه رسوبی سازند سرگلو می‌باشد. بافت‌های دانه‌ریز همچون خرده‌های دوکفه‌ای پلاژیک و کستون تا فلوتستون در ریزرخساره D عمدتاً دلالت بر محیط رسوبی کم انرژی زیر حد اثر امواج طوفانی دارند. ته‌نشینی پوسته دوکفه‌ای‌های پلاژیک بر روی کف دریا در محیط‌های پلاژیک بدون وجود جریان‌ات پرنرژی داخل حوضه‌ای منجر به آرایش موازی با سطح لایه‌بندی رسوب میزبان می‌شود (شکل ۹). با این وجود وجود آشفستگی زیستی می‌تواند منجر به بهم خوردن این نوع آرایش در لایه‌های ریزرخساره D نیز شود. از طرف دیگر وجود لایه‌های با فراوانی بالا از پوسته‌های دوکفه‌ای همچون دوکفه‌ای پلاژیک رودستون - پکستون تا فلوتستون (ریزرخساره‌های E, F) با نشانه‌های دانه بندی تدریجی نرمال و ساختارهای مرتبط با توالی بوما، دلالت بر وجود جریان‌ات پرنرژی کف حوضه در زمان ته‌نشینی این

ریزرخساره‌ها را دارد. تجمع با فراوانی بالا از پوسته‌های دوکفه‌ای پلاژیک در این ریزرخساره‌ها (ریزرخساره‌های D, E, F) نشان دهنده شرایط مناسب بستر رسوبی دریا برای رشد و شکوفایی (proliferation) دوکفه‌ای‌های پوسیدونیا دارد. انفصال کفه‌ها (disarticulation) خردشدگی و شکستگی و جهت یافتگی مجدد پوسته‌های دوکفه‌ای در ریزرخساره‌های E, F بر خلاف ریزرخساره D از وجود جریان‌ات کف داخل حوضه‌ای حمایت می‌کند (شکل ۹). خردشدگی و شکستگی بالای پوسته‌های دوکفه‌ای در این رخساره‌ها حاکی از حمل مجدد این رسوبات قبل از تدفین است. اگرچه ریواس و همکاران (Rivas et al, 1997) خردشدگی و شکستگی بالای پوسته‌های دوکفه‌ای را به علت فشردگی مکانیکی در طول تدفین معرفی می‌کند، اما بررسی ساختارهای رسوبی مرتبط با جریان‌ات توربیدیتی در این توالی‌های رسوبی حاکی از خردشدگی و شکستگی پوسته‌های دوکفه‌ای قبل از تدفین است. از طرفی دیگر بر طبق نگرا و همکاران (Negra et al, 2011) وجود فرایندهای همچون میکرایتی شدن، پوشش زیستی و bioperforation بر روی پوسته‌های دوکفه‌ای پلاژیک می‌تواند دلیلی بر وجود تاثیر فرایندهای تدفین باشد. بر خلاف این نظر عدم وجود این نشانه‌ها در پوسته‌های دوکفه‌ای پلاژیک موجود در رخساره‌های سازند سرگلو حاکی از عدم تاثیر فشردگی مکانیکی بر خردشدگی و شکستگی و جهت یافتگی مجدد پوسته‌های دوکفه‌ای دارد. همچنین می‌توان بیان داشت که وجود مجموعه‌های تک جنسی از پوسیدونیا و عدم وجود فوناهای با تنوع بالا حاکی شرایط احیایی در کف بستر رسوبی است. رشد و شکوفایی دوکفه‌ای‌های پوسیدونیا در محیط‌های دریایی عمیق از سکوه‌های کربناته در ارتباط با جریان‌ات بالارونده و یا رواناب‌های قاره‌ای است که موجب تامین بالای مواد غذایی به حوضه رسوبی می‌شوند (Rivas et al, 1997; Caron et al, 2006; Navarro et al, 2009; Negra et al, 2011). این فراوانی بالا از تامین مواد غذایی در نهشته‌های سازند سرگلو با وجود شواهدی از فراوانی بالای رخساره‌های که دارای مواد آلی هستند، تأیید می‌شود. همچنین وجود ریزرخساره‌های غنی از مواد آلی (ریزرخساره‌های A, B, C) همراه با رخساره‌های غنی از دوکفه‌ای‌های پلاژیک (ریزرخساره‌های D, E, F) در نتیجه جریان‌ات بالارونده و یا رواناب‌های قاره‌ای نشان دهنده حفظ شدگی مواد آلی در زون حداقل اکسیژن است (Caron et

مرتبط با توالی بوما می‌شود، حداقل به صورت دوره ای موجب تامین اکسیژن به کف حوضه رسوبی در طول ته-نشینی ریزرخساره‌های E, F و همچنین ریزرخساره D با شواهدی از زیست آشفته‌گی می‌شود، در نتیجه این رخشاره‌ها با کاهش حفظ شدگی مواد آلی همراه هستند. بر این اساس می‌توان اشاره نمود در دوره‌های افزایش جریان‌ات توربیدایتی به داخل حوضه سرگلو ریزرخساره‌های E, F و همچنین ریزرخساره D با شواهدی از زیست آشفته‌گی با میزان کم و حفظ شدگی کم مواد آلی همراه می‌باشند. اما در طول ته‌نشینی آرام رسوبات در قلمرو پلاژیک سازند سرگلو با ریزرخساره‌های غنی از مواد آلی (ریزرخساره‌های A, B, C) و خرده‌های دوکفه ای پلاژیک و کستون تا فلوئستون بدون آشفته‌گی زیستی (ریزرخساره D) عدم وجود جریان‌ات توربیدایتی تامین کننده اکسیژن به محیط رسوبی موجب حفظ شدگی بالای مواد آلی در این رخشاره‌ها می‌شود (شکل ۹).

ریزرخساره‌های غنی از مواد آلی (ریزرخساره‌های A, B, C) و خرده‌های دوکفه‌ای پلاژیک و کستون تا فلوئستون (ریزرخساره D) در سازند سرگلو به عنوان شاخص‌های زون حداقل اکسیژن می‌باشند که در نتیجه کاهش چرخش آب دریا، عدم وجود جریان‌ات اقیانوسی و شرایط سکون آب همراه با کاهش میزان اکسیژن موجود در آب دریا ایجاد می‌شود. ته‌نشینی آرام رسوبات در قلمرو پلاژیک سازند سرگلو تحت شرایط غیرهوازی موجب ایجاد لایه‌های تیره غنی از مواد آلی با لامیناسیون موازی و بدون زیست آشفته‌گی شده است (شکل ۹). اگرچه وجود مجموعه‌های تک جنسی از پوسیدونیا و عدم وجود فونا‌های با تنوع بالا حاکی از شرایط آنکسیک در کف بستر رسوبی حوضه سرگلو است اما همچنان که اشاره شد شرایط جریان توربیدایتی که موجب ته‌نشینی ریزرخساره دوکفه‌ای پلاژیک رودستون-پکستون تا فلوئستون (ریزرخساره‌های E, F) با نشانه‌های دانه‌بندی تدریجی نرمال و ساختارهای



شکل ۹: شکل شماتیک از عوامل تاثیرگذار بر روی رخشاره‌های شناسایی شده در نهشته‌های سازند سرگلو براساس انفصال کفه‌ها (disarticulation)، خردشدگی و شکستگی (fragmentation) و جهت یافتگی مجدد (reorientation) پوسته‌های دوکفه‌ای، تنوع فسیل‌ها و آشفته‌گی زیستی. بلوک دیاگرام ۵ نشان دهنده شرایط مناسب بستر رسوبی دریا محیط برای رشد و شکوفایی دوکفه‌ای‌های Posidonia دارد. در دوره‌های افزایش جریان‌ات توربیدایتی به داخل حوضه رسوبی سازند سرگلو ریزرخساره‌های E, F و همچنین ریزرخساره D با شواهدی از زیست آشفته‌گی با میزان کم و حفظ شدگی کم مواد آلی و خردشدگی و سایش بالای خرده‌های اسکلتی (بلوک دیاگرام‌های ۲ و تا ۴) همراه می‌باشند. در طول ته‌نشینی آرام رسوبات در قلمرو پلاژیک سازند سرگلو با ریزرخساره‌های غنی از مواد آلی (ریزرخساره‌های A, B, C) و کستون تا فلوئستون حاوی خرده‌های دوکفه‌ای پلاژیک بدون آشفته‌گی زیستی (ریزرخساره D)، عدم وجود جریان‌ات توربیدایتی تامین کننده اکسیژن به محیط رسوبی و حفظ شدگی بالای مواد آلی (بلوک دیاگرام‌های ۵ و ۴) همراه می‌باشند. محدوده بلوک دیاگرام ۱ منطبق بر نهشته‌های دریایی کم عمق بوده که این محدوده در نهشته‌های سازند سرگلو حفظ نشده است.

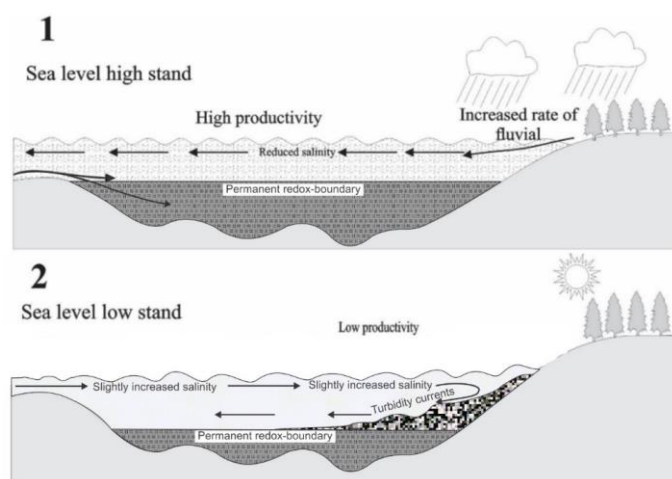
مدل رسوبی و عوامل کنترل کننده آن

بررسی‌های انجام شده به وسیله شارلند و همکاران (Sharland et al, 2001) نشان می‌دهد که تشکیل حوضه رسوبی سرگلو با گستردگی بالای آن در شرق عراق و نواحی ایرانی مجاور آن در نتیجه بازشدگی دریای مدیترانه در طول آشکوب سینمارین شروع شده است. بخش‌های شمالی صفحه عربی به عنوان حوضه‌های ریفتی پشت کمانی حاصل از بازشدگی دریای مدیترانه محسوب می‌شود. در این حوضه پشت کمانی نواحی شمال شرق و شرق عراق همراه با نواحی ایرانی مجاور آن تشکیل حوضه رسوبی سرگلو را می‌دهند (Sharland et al, 2001). حوضه رسوبی سرگلو در طی ژوراسیک میانی دارای روند شمال غرب- جنوب شرق بوده است که از شرق به زون ساختاری سنندج- سیرجان در ایران و از غرب به زون Rutba-Jazera محدود می‌شد (Abdulah, 2001). براساس مطالعات جاسم و بادی (Jassim and Budy, 2006) در طی ژوراسیک میانی، افزایش فعالیت‌های تکتونیکی در دریای نئوتتیس و تجدید فعالیت‌های تکتونیکی همراه با ریفتی شدن در بخش شمال شرقی صفحه عربی منجر به افزایش عمق و پهنای حوضه رسوبی سرگلو شد. با افزایش پیشرونده فرایند کافتی شدن در طول روند شمال به سمت جنوب نواحی مورد اشاره، شرایط رسوبی دریایی عمیق با شرایط بدون اکسیژن در حوضه سرگلو ایجاد می‌شود (Sharland et al, 2001). این افزایش پیشرونده فرایند کافتی شدن در روند مورد اشاره در بالا برای حوضه رسوبی سرگلو در طی بازوسین در شمال عرق و نواحی مجاور ایرانی (سازند سرگلو)، تا کالوین میانی در کویت (سازند سرگلو)، آکسفوردین میانی در بخش شمالی عربستان (سازند هنیفا- Hanifa) و بخش جنوبی خلیج فارس دیده شده است (Sharland et al, 2001). در این خصوص این تغییرات حوضه رسوبی ناشی از فعالیت‌های تکتونیکی، بیشترین تاثیر را بر روی الگوی توزیع رخساره‌های رسوبی سازند سرگلو در حوضه مورد مطالعه داشته است (Jassim and Budy, 2006). عمق حوضه رسوبی سرگلو در شمال شرق و شرق عراق همراه با نواحی ایرانی مجاور آن در طول ژوراسیک به بیش از ۱۰۰ متر تخمین زده شده است که براساس شارلند و همکاران (Sharland et al, 2001) این عمق زیاد از حوضه سرگلو می‌تواند شرایط مناسبی را جهت چینه‌بندی ستون آب و

ایجاد شرایط رسوبی ایجاد می‌کند (Sharland et al, 2001). با توجه به وجود نقشه‌های جغرافیای دیرینه صفحه عربی و ناحیه زاگرس در ژوراسیک میانی به وسیله شارلند و همکاران (Sharland et al, 2001) و زیگلر (Zeigler, 2001) بررسی فاکتورهای کنترل کننده توزیع رخساره‌ها می‌تواند بهتر قابل درک باشد. با توجه به این مدل‌ها بالا آمدگی سطح آب دریا در طول ژوراسیک و بیشینه آن در طول توراسین بیشترین تاثیر را بر روی پراکندگی الگوی توزیع رخساره‌ای و خشکی‌های احاطه کننده حوضه رسوبی سرگلو داشته است. در این خصوص نواحی قاره‌ای- شلف که به وسیله دریای شلف کم عمق پوشیده شده است با بالا آمدن سطح آب دریا در طول ژوراسیک میانی محل مناسب برای ته- نشینی سازند سرگلو با سنگ آهک‌های رنگ، نازک لایه بیتومین دار و شیل‌های متورق سیاه رنگ می‌شود. با این نظر می‌توان اشاره نمود که تغییرات سطح آب دریا در طول ته‌نشینی این سازند، عامل کلیدی در کنترل عمق و شرایط حوضه به ویژه میزان اکسیژن بین اقیانوس نئوتتیس، حوضه سرگلو و نواحی خشکی مجاور آن در بخش غرب و شمال غرب آن دارد. اگرچه حوضه مورد نظر دارای عمق نسبتاً کمتری نسبت به دریا نئوتتیس است اما فرونشینی تفریقی کنترل کننده اصلی بر روی عمق حوضه سرگلو بوده است. همچنین این نوع از فرونشینی تفریقی منجر به جداسازی دوره‌ای حوضه سرگلو از دریای نئوتتیس بوده است (Jassim and Goff, 2006). در این خصوص، فرایندهای تکتونیکی از جمله فرونشینی تفریقی مهم‌ترین عامل کلیدی برای مغروق شدن سکوی کربناته کم عمق ژوراسیک زیرین در حوضه مورد مطالعه شود. همچنین رشد و شکوفایی دوکفه‌ای‌های پوسیدونیا در این حوضه مغروق شده بر طبق مطالعات مشابه در ژوراسیک میانی از شرق اروپا (Navarro et al, 2009; Jach, 2007) می‌تواند در ارتباط با تغییر شرایط تروفیک از الیگوتروفیک به یوتروفیک باشد. بر طبق مطالعات جک (Jach, 2007)، فرونشینی تفریقی و تغییر در شرایط تروفیک از سکوی کربناته کم عمق با شرایط الیگوتروفیک به سکوی کربناته عمیق با شرایط یوتروفیک در طول ژوراسیک میانی، موجب تخریب شرایط بهینه محیط رسوبی از نظر دما، اکسیژن، نور، عمق، شوری و کاهش تولید کربنات شود. این شرایط باعث محدودیت وجود جانداران کف‌زی در حوضه‌های رسوبی

زیر آب رفتن غالب نواحی خشکی احاطه کننده حوضه سرگلو در غرب و شمال غرب، میزان ارتباط حوضه‌ای بین حوضه سرگلو و اقیانوس نتوتتیس کاهش می‌یابد. همچنین افزایش عمق حوضه سرگلو موجب کاهش چرخش آب دریا، عدم وجود جریانات اقیانوسی و شرایط سکون آب همراه با کاهش میزان اکسیژن موجود در آب دریا و ایجاد زون حداقل اکسیژن می‌شود. به طوری که در طول این بازه زمانی از بالا آمدن سطح آب دریا ته‌نشینی آرام رسوبات در قلمرو پلاژیک سازند سرگلو تحت شرایط غیرهوازی موجب ایجاد لایه‌های تیره غنی از مواد آلی با لامیناسیون موازی و بدون زیست آشفستگی می‌شود (شکل ۱۰). در مقابل در طول پایین آمدن سطح آب دریا میزان ارتباط حوضه‌ای بین حوضه رسوبی سرگلو و اقیانوس نتوتتیس کاهش می‌یابد، پایین آمدن سطح آب دریا با افزایش رواناب‌های قاره‌ای و جریانات توربیدیتی همراه است که موجب ایجاد چرخش آب و افزایش میزان اکسیژن موجود در آب دریای حوضه سرگلو می‌شود. کاهش ریزرخساره‌های غنی از مواد آلی در طول افزایش جریانات توربیدیتی به داخل حوضه رسوبی سازند سرگلو و افزایش ریزرخساره‌های E, F و همچنین ریزرخساره D با شواهدی از زیست آشفستگی با میزان کم حفظ شدگی مواد آلی از این نظر حمایت می‌کند (شکل ۱۰).

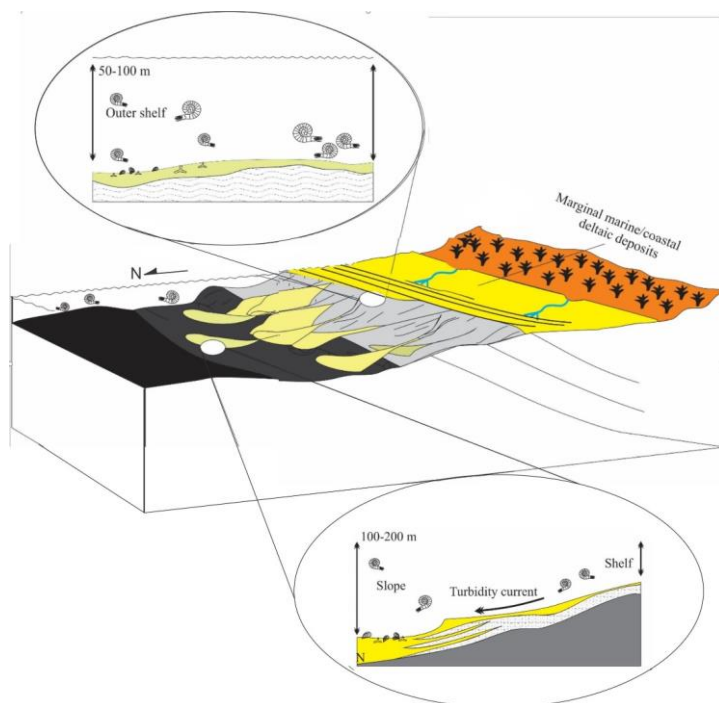
ژوراسیک همچون حوضه سرگلو شده است (Navarro et al, 2009). بر طبق این مطالعات فراوانی بالای دوکفه‌ای‌های پوسیدونیا با استراتژی رفتاری شناگر یا پلانکتونیک دروغین (Oschmann, 1994) در حوضه‌های رسوبی ژوراسیک میانی حاکی از قدرت بالای این جانداران برای تحمل این تغییرات شرایط تروفیک در طول عمیق شدن حوضه رسوبی است (Fursich et al, 1991; Etter, 1996; Rivas et al, 1997). بهر حال همچنان که ذکر شد رخساره‌های شناسایی شده حوضه رسوبی سازند سرگلو به صورت تناوبی که نشان دهنده نوسانات شرایط انرژی و جریان است، دیده می‌شوند. در بیشتر موارد رخساره‌های غنی از مواد آلی (ریزرخساره-های A, B, C) خاص شرایط پلاژیک یا همی پلاژیک در تناوب با ریزرخساره‌های E, F حاصل از جریانات توربیدیتی در حوضه دیده می‌شوند. این نوع تناوب از فرایندهای رسوبی که معمولاً همراه با تغییر شرایط محیط رسوبی از نظر دما، اکسیژن، نور، عمق، شوری و میزان تولید کربنات است تا حد زیادی در حوضه سرگلو در ارتباط با تغییرات عمق محیط رسوبی و وجود یا عدم وجود جریانات توربیدیتی است. تغییرات سطح آب دریا در طول ته‌نشینی این سازند تاثیر زیادی را بر روی میزان تبادل آب بین حوضه رسوبی سرگلو و اقیانوس نتوتتیس دارد. با بالا آمدن سطح آب دریا و مغروق شدن سکوی کربناته و همچنین به



شکل ۱۰: مدل کنترل تغییرات سطح آب دریا بر روی نهشته‌های سازند سرگلو. ۱: در طول بالا آمدن سطح آب دریا ته‌نشینی آرام رسوبات در قلمرو پلاژیک سازند سرگلو تحت شرایط غیرهوازی موجب ایجاد لایه‌های تیره غنی از مواد آلی با لامیناسیون موازی و بدون زیست آشفستگی می‌شود. ۲: در طول پایین آمدن سطح آب دریا میزان ارتباط حوضه‌ای بین حوضه رسوبی سرگلو و اقیانوس نتوتتیس کاهش می‌یابد، پایین آمدن سطح آب دریا با افزایش رواناب‌های قاره‌ای و جریانات توربیدیتی همراه است که موجب ایجاد چرخش آب و افزایش میزان اکسیژن و کاهش لایه‌های تیره غنی از مواد آلی موجود در آب دریای حوضه سرگلو می‌شود.

نمود که افزایش فرایند کافتی شدن در توآرسین که با تداوم بالا آمدگی در طول فاز گرم شدگی و فرونشینی در طول فاز سردشدگی همراه است، بیشتر با مدل رمپ کربناته مطابقت دارد تا شلف لبه‌دار (Marouf, 1999). وجود دانه-بندی تدریجی نرمال، سطح قاعده فرسایشی و لامیناسیون-های موازی و ریپلی جریان‌های منطبق بر بخش Td و Te توالی بوما از فرایند جریان‌های توربیدیتی در رسوبات موجود نشان می‌دهد که بخش خارجی رمپ سرگلو شیب زیادی دارد و این افزایش ناگهانی شیب احتمالاً در نتیجه وجود فرایند کافتی شدن در توآرسین و فرایندهای بالاآمدگی و فرونشینی همراه آن، ایجاد شده است.

با توجه به روند قرارگیری خشکی‌های احاطه‌کننده حوضه سرگلو در غرب و شمال غرب (شکل ۱۱) منشاء این جریان‌های توربیدیتی و رواناب‌های قاره‌ای به حوضه سرگلو احتمالاً از غرب و شمال غرب بوده است (شکل ۱۱). براساس اطلاعات حاصل از بررسی رسوبات سنگی و محیط تشکیل آن‌ها و با توجه به تناوب رسوبات رسوب‌های خاص شرایط پلاژیک یا همی پلاژیک در تناوب رسوبات رسوب‌های حاصل از جریان‌های توربیدیتی برای رسوبات سازند سرگلو می‌توان یک سکوی کربناته از نوع رمپ منطبق با بخش‌های خارجی رمپ و بخش‌های کف حوضه را پیشنهاد کرد (شکل ۱۱). در کل می‌توان با توجه به موقعیت تکتونیکی اظهار



شکل ۱۱: مدل پیشنهادی محیط رسوبی سازند سرگلو در زمان ژوراسیک میانی در انطباق با مدل زیگلر (Ziegler, 2001).

G (پکستون حاوی بایوکلاست و پلوئید)، و ریزرخساره H (دولومیت). توالی رسوبات شناسایی شده دلالت بر محیط رسوبی رمپ خارجی و بخش عمیق کف حوضه می‌باشد که نشان دهنده موقعیت رسوبی پلاژیک و همی پلاژیک است. این حوضه به صورت متناوب متأثر از فرآیندهای توربیدیتی بوده که بر روی شرایط محیط رسوبی از نظر اکسیژن، عمق و مواد غذایی و در نتیجه میزان فعالیت موجودات، حفظ مواد آلی و تولید کربنات تاثیرگذار بوده است. در دوره‌های افزایش جریان‌های توربیدیتی به درون حوضه رسوبی سازند سرگلو ریزرخساره های E, F و همچنین ریزرخساره D با

نتیجه‌گیری

براساس آنالیز رسوبات رسوب‌شناسی صحرائی، ۸ ریزرخساره در نهشته‌های سازند سرگلو شناسایی شده است که شامل: ریزرخساره A (شیل غنی از مواد آلی)، ریزرخساره B (مادستون‌های آهکی توده‌ای)، ریزرخساره C (مادستون - وکستون لامینه‌ای حاوی دوکفه - ای پلاژیک)، ریزرخساره D (وکستون - فلوتستون حاوی دوکفه‌ای پلاژیک)، ریزرخساره E (پکستون - گرینستون حاوی دوکفه‌ای پلاژیک)، ریزرخساره F (رودستون - پکستون تا فلوتستون حاوی دوکفه‌ای پلاژیک)، ریزرخساره

مادستون‌های فاقد فسیل) به یوتروفیک (توسعه ریزرخساره‌های حاوی مقادیر فراوان دوکفه‌ای‌های پوسیدونیا) همراه است. بر طبق این مطالعه وجود فرایند کافتی‌شدن در توآرسین و فرایندهای فرونشینی همراه آن مهم ترین عامل کلیدی برای مغروق شدن سکوی کربناته کم عمق ژوراسیک در حوضه مورد مطالعه شده است.

سپاسگزاری

نویسندگان این مقاله از هیچ سازمان یا ارگانی کمک مالی دریافت نکرده است.

شواهدی از زیست آشفستگی با میزان کم و حفظ شدگی کم مواد آلی همراه می‌باشند. اما در طول ته‌نشینی آرام رسوبات در قلمرو پلاژیک، سازند سرگلو با رخساره‌های غنی از مواد آلی (ریزرخساره‌های A, B, C) و خرده‌های دوکفه‌ای پلاژیک و کستون تا فلوتستون بدون آشفستگی زیستی (ریزرخساره D) مشخص می‌شود. این مطالعه نشان می‌دهد که رشد و شکوفایی بالای دوکفه‌ای‌های پوسیدونیا در محیط‌های دریایی عمیق در سازند سرگلو در ارتباط با رواناب‌های قاره‌ای است که موجب تامین بالای مواد غذایی به حوضه رسوبی شده و با تغییر شرایط اکولوژیکی از الیگوتروفیک (ریزرخساره‌های شیل غنی از مواد آلی و

پانویس

1-Filaments
2-Hydrodynamic energy
3-Lithofacies

4-Biofacies
5-Posidonia

منابع (References)

- Abdulah, F.H.A., 2001. A preliminary evaluation of Jurassic source rock potential in Kuwait: *Journal of Petroleum Geology*, v. 24, p. 361-378.
- Adabi, M.H., 2009. Multistage dolomitization of Upper Jurassic Mozduran Formation. *Koppeh-Dagh Basin. N.E. Iran: Carbonates and Evaporites*, v. 24 (1), p. 16-32.
- Alavi, M., 2007. Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran. *American J Sci* 307, 1064-1095.
- Alizadeh, B. and Hosseini, S.H., 2010. Hydrocarbon Potential Evaluation and Depositional Environment of Sargelu Formation in Masjid-i-Soleiman Oilfield. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, v. 19, p. 173-178 (in Persian).
- Bayet-Goll, A., Daraei, M., Parvin Mousavi Taher, S., Etemad-Saeed, N., Neto de Carvalho, C., Zandkarimi, K., Monaco, P., Zohdi, A., Rabbani, J. and Nasiri, Y., 2020. Variations of the trace fossil Zoophycos with respect to paleoenvironment and sequence stratigraphy in the Mississippian Mobarak Formation, northern Iran: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 551, p. 109-125.
- Bayet - Goll, A., Shirezadeh Esfahani, F., Daraei, M., Monaco, P., Sharafi, M. and Akbari Moham, A., 2018. Cyclostratigraphy across a Mississippian carbonate ramp in the Esfahan–
- Sirjan Basin, Iran: implications for the amplitudes and frequencies of sea-level fluctuations along the southern margin of the Paleotethys, *International Journal of Earth Sciences*, Doi.org/10.1007/s00531-018-1597-7
- Caron, M., Dallagnolo, S., Accarie, H., Barrera, E., Kauffman, E.G., Amedro, F. and Robaszynski, F., 2006. High-resolution stratigraphy of the Cenomanian-Turonian boundary interval at Pueblo (USA) and wadi Bahloul (Tunisia): stable isotope and bio-events correlation: *Geobios*, v. 39, p. 171-200.
- Conti, M.A. and Morani, S., 1992. Thin-shelled bivalves from the Jurassic Rosso Ammonitico and Calcari a Posidonia formations from Umbrian–Marachean Apennine (Central Italy): *Palaeopelagos*, v. 2, p. 193-213.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture, *A.A.P.G. Memoir 1*. Tulsa (OK). A.A.P.G. 108-121.
- Ehrenberg, S., Aqrabi, A. and Nadeau, P., 2008. An overview of reservoir quality in producing Cretaceous strata of the Middle East. *Petroleum Geosciences*, v. 14, p. 307-318.
- Etter, W., 1996. Pseudoplanktonic and benthic invertebrates in the Middle Jurassic Opalium Clay, northern Switzerland: *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, v. 126, p. 325-341.

- Flügel, E., 2010. Microfacies analysis of carbonate rocks. Analysis, interpretation and application: Springer, Berlin Heidelberg New York.
- Fürsich, F.T., Oschmann, W., Jaitly, A.K. and Singh, I.B., 1991. Faunal response to transgressive-regressive cycles: example from the Jurassic of western India: *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, v. 85, p. 149-159.
- Gale, L., 2014. Microfacies analysis of the Upper Triassic (Norian) Bača Dolomite: early evolution of the western Slovenian Basin (eastern Southern Alps, western Slovenia): *Geologica Carpathica*, v. 61, p. 293-308.
- Gambacorta, G., Bersezio, R. and Erba, E., 2014. Sedimentation in the Tethyan pelagic realm during the Cenomanian: Monotonous settling or active redistribution?: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 409, p. 301-319.
- Hosseiny, E. and Boldaji, S.B., 2020. Evaluation of Hydrocarbon Generation Potential of Sargelu Source Rock in Southwestern Iran and the Northwestern Persian Gulf. *Journal of Analytical and Numerical Methods in Mining Engineering*, v. 10, p. 79-89 (in Persian).
- Jassim, S.Z. and Goff, J.C., 2006. Geology of Iraq, first edition: Brno, Czech Republic, Prague and Moravian Museum, p. 71-83.
- Jassim, S.Z. and Budy, T., 2006. Units of the unstable shelf and the Zagros Suture, chapter 6, in Jassim, S.Z and Goff, J.C, eds., *Geology of Iraq*, first edition: Brno, Czech Republic, Prague and Moravian Museum, p. 71-83.
- Kauffman, E.G. and Sageman, B.B., 1990. Biological sensing of benthic environments in dark shales and related oxygen-restricted facies. In: R.N. Ginsburg, B. Beaudoin (eds.), *Cretaceous resources, events and rhythms*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, p. 121-139.
- Komatsu, T., Naruse, H., Shigeta, H., Takashima, R., Maekawa, T., Dange, H., Dinhe, T., Nguyene, P. and Nguyen, H., 2014. Lower Triassic mixed carbonate and siliciclastic setting with Smithian-Spathian anoxic to dysoxic facies, An Chau basin, northeastern Vietnam: *Sedimentary Geology*, v. 300, p. 28-48.
- Kordi, M., 2019. Sedimentary basin analysis of the Neo-Tethys and its hydrocarbon systems in the Southern Zagros fold-thrust belt and foreland basin. *Earth Science Review*, 10.1016/j.earscirev.2019.02.005
- Maeda, H. and Shigeta, Y., 2009. Ammonoid mode of occurrence. In: Shigeta, Y., Zakharov, Y.D., Maeda, H., Popov, A.M. (Eds.), *The Lower Triassic System in the Abrek Bay area, South Primorye, Russia*. National Museum of Nature and Science Monographs, 38: National Museum of Nature and Science, Tokyo, p. 36-38.
- Marouf, N.Z., 1999. Dynamic evolution of the sedimentary basins in northern Iraq and hydrocarbon formation, migration and entrapment: Ph.D. dissertation (unpublished), Science College, University of Baghdad, Baghdad, Iraq, 236 p.
- Motiei, H., 1993. Geology of Iran. Geological Survey of Iran Publication, 536 p (in Persian).
- Molina, J.M., Ruiz-Ortiz, P.A. and Vera, J.A., 1997. Calcareous tempestites in pelagic facies (Jurassic, Betic cordilleras, southern Spain: *Sedimentary Geology*, v. 109, p. 95-109.
- Navarro, V., Molina, J.M. and Ruiz-Ortiz, P.A., 2009. Filament lumachelle on top of Middle Jurassic oolite limestones: event deposits marking the drowning of a Tethysian carbonate platform (Subbetic, southern Spain): *Facies*, v. 55, p. 89-102.
- Negra, M.H., Faouzi Zagrarni, M., Hanini, A. and Strasser, A., 2011. The filament event near the Cenomanian-Turonian boundary in Tunisia: filament origin and environmental signification: *Bulletin de la societe Geologique de France*, v. 182(6), p. 507-519.
- Oschmann, W., 1994. Adaptative pathways of benthic organisms in marine oxygen-controlled environments: *Neues Jahrb Geol Palaontol Abh*, v. 191, p. 393-444.
- Palma, R.M., Bressan, G.S., Kietzmann, D.A., Riccardi, D.A., Martín-Chivelet, J. and López-Gómez, J., 2014. Palaeoenvironmental significance of middle Oxfordian deep marine deposits from La Manga Formation, Neuquén Basin, Argentina, *Journal of Iberian Geology*, v. 40(3), p. 507-520.
- Pas, D., Da Silva, D., Cornet, P., Bultynck, P., Konigshof, R. and Boulvain, F., 2013. Sedimentary development of a continuous Middle Devonian to Mississippian section from the fore-reef fringe of the Brilon Reef Complex (Rheinisches Schiefergebirge, Germany): *Facies*, v. 59, p. 969-990.
- Rivas, P., Aguirre, J. and Braga, J.C., 1997. Entolium beds: Hiatal shell concentrations in

- starved pelagic settings (Middle Liassic, SE Spain). *Eclogae Geol Helv*, v. 90, p. 293-301.
- Rodríguez-Tovar, F., Hernández-Molina, F.J., Hüneke, H., Llave, E. and Stow, D., 2019. Contourite facies model: Improving contourite characterization based on the ichnological analysis: *Sedimentary Geology*, v. 384, p. 60-69.
- Rohl, H.J., Schmid-Rohl, A., Oschmann, W., Frimmel, A. and Schwark, L., 2001. The Posidonia Shale (Lower Toarcian) of SW-Germany: an oxygen-depleted ecosystem controlled by sea level and palaeoclimate: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 165, p. 27-52.
- Sharafi, M., Longhitano, S.G., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R. and Mosaddegh, H., 2016. Sedimentology of a transgressive mixed-energy (wave/tide-dominated) estuary, Upper Devonian Geirud Formation (Alborz Basin, northern Iran): *International Association of Sedimentologists, Wiley Blackwell*, v. 48, p. 261-292.
- Sharafi, M., Moradpour, M., Biranvand, B., Kohansal, P., Abdollahi, E., Taati, F. and Mohajer, S., 2019. Depositional environment and sequence stratigraphy of a deep sea fan system (Paleocene), Northern Alborz (Suchelma area). *Applied Sedimentology*, v. 7, p. 20-34 (in Persian).
- Sharland, P.R., Archer, R., Casey, D.M., Davis, R.B., Hall, S.H., Heward, A.P., Horbury, A.D. and Simmons M.D., 2001. Arabian plate sequence stratigraphy: *GeoArabia Special Publication 2, Gulf PetroLink, Bahrain*, 371 p.
- Wilson, J.L., 1975. *Carbonate Facies in Geologic History*, New York, Springer Verlag, 472 p.
- Zagrarni, M.F., Negra, M.H. and Hanini, A., 2008. Cenomanian-Turonian facies and sequence stratigraphy, Bahloul Formation, Tunisia: *Sedimentary Geology*, v. 204, p. 18-35.